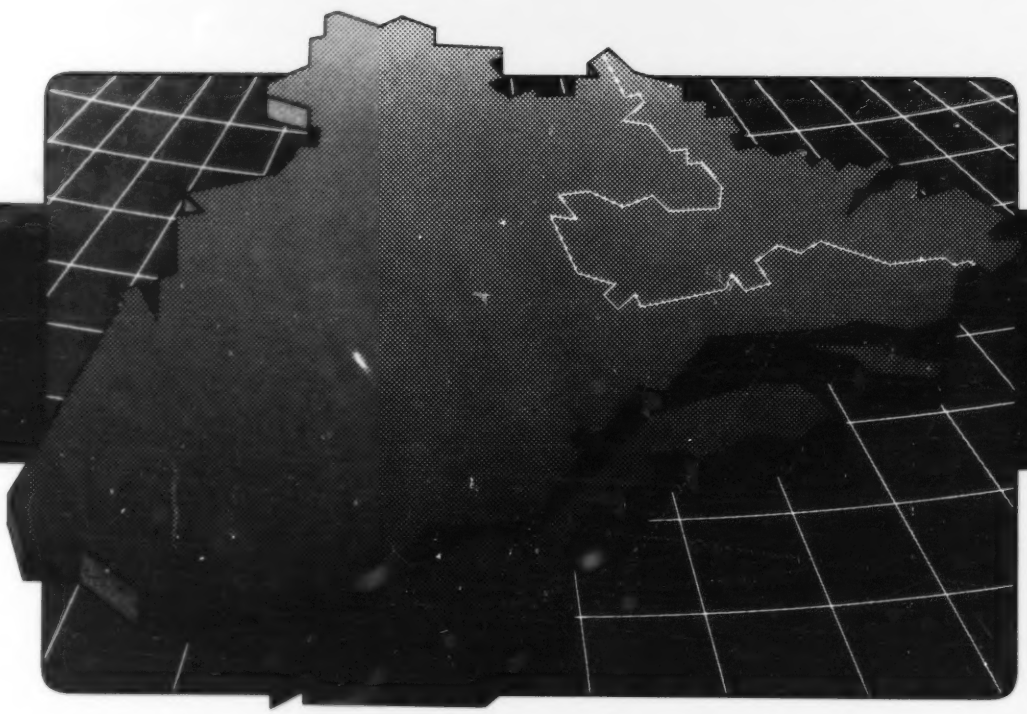
Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

Géologie de la région de Forestville – Les Escoumins

Par
Jehan Rondot



ET 85–05 1986

87-02572/

NOTE

Certains contacts géologiques montrés sur la carte accompagnant ce rapport ont subi des modifications significatives suite à une interprétation des données aéromagnétiques. Ces modifications ont été reportées sur la carte DP 86–13.

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale

Géologie de la région de Forestville-Les Escoumins

Par

Jehan Rondot

ET 85-05 **1986**

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 85-01-17

Accepté pour publication le 85-04-17

Lecteur critique
L. Kish

Éditeur
Éditécarte Inc.

Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DGEGM)

Dépôt légal – 2e trimestre 1986
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-12143-0
© Gouvernement du Québec, 1986

Table des matières

Pages

RÉSUMÉ 1

INTRODUCTION 3

Aperçu géologique 3

COMPLEXE DE TADOUSSAC (T) 7

Migmatite granodioritique grise (Te) 7
Migmatite granodioritique avec amphibolite (Ta) 9
Migmatite granitique (Tg) 9
Gneiss granitique à nodules de sillimanite et quartz (1s) 10
Migmatite charnockitique (Tc) 11

GROUPE DE SAINT-SIMÉON (S) 13

Formation de Saint-Paul-du-Nord (Nouvelle) 13
Membre inférieur de la formation de Saint-Paul-du-Nord (Sic) 13
Membre supérieur de la formation de Saint-Paul-du-Nord (Sil) 16
Formation de Moulin à Baude (Sm) 18
Formation de Port-aux-Quilles (Ss) 23
Membre inférieur (Ssc et Ssm) 23
Quartzite et gneiss quartzeux (Ssc) 23
Leptynite, gneiss à muscovite, gneiss à biotite (Ssm) 25
Membre supérieur (Ssv et Ssb) 27

ROCHES INTRUSIVES 33

Diorite, gabbro et roches ultrabasiques (3g) 33
Complexe plutonique du lac au Bonhomme Michaud (4, 5a) 33
Granite porphyroïde (5y) 36
Granite de Bon-Désir (5g) 36
Dykes de diabase et roches ultramafiques (7) 36

TECTONIQUE 39

Plissements 39
Métamorphisme 39
Déformation ductile 39
Failles 41

QUATERNAIRE 43

RICHESSES NATURELLES 45

Minéralisation 45
Recommandations 46

BIBLIOGRAPHIE 47

CARTES

N° 2022-A Forestville–Les Escoumins au 1:50 000 ..... hors-texte
N° 2022-B Forestville–Les Escoumins au 1:50 000 ..... hors-texte

RÉSUMÉ

La présente étude cartographique fut complétée en 1984 et couvre une vaste région (8 feuilles au 1:20 000) qui s'étend de Forestville aux Escoumins.

Les travaux décrivent systématiquement un complexe migmatitique de base (le complexe de Tadoussac), un groupe volcano-sédimentaire (le groupe de Saint-Siméon) qui se subdivise en une unité métasédimentaire de base (la formation de Saint-Paul-du-Nord « Nouvelle »), une unité métavolcanique (la formation de Moulin à Baude) et une unité métasédimentaire (la formation de Port-aux-Quilles).

Les roches du complexe de Tadoussac (migmatites de composition granodioritique et granitique) révèlent une mise en place complexe dont la dernière déformation majeure, en plus d'affecter les roches de couverture, a permis un certain étirement des couches sous la déformation.

La nouvelle formation de Saint-Paul-du-Nord se compose principalement de gneiss à biotite et microcline ainsi que des leptynites. Cette formation semble constituer une épaisse série détritique, peu différenciée, d'arkose et de grès feldspathique. Quant à la formation de Moulin à Baude, elle se compose en grande partie de roches métavolcaniques comprenant des laves et des tufs. La formation de Port-aux-Quilles, bien qu'étant presque entièrement sédimentaire, pourrait être associée à un volcanisme, très localisé, d'un type plutôt alcalin.

En plus de ces unités, on retrouve diverses roches intrusives: diorite, gabbro, roches ultramafiques, granite porphyroïde, dykes de diabase, etc. . .

Ces roches aphébiennes et protérozoïques, et peut-être aussi archéennes, ont subi de nombreuses déformations. Bien que l'on atteigne le faciès amphibolite, le métamorphisme de la région est tout de même peu élevé. On y relève aussi un grand nombre de failles.

Du point de vue économique, on a relevé certaines minéralisations de galène, et des valeurs importantes en uranium et thorium dans les pegmatites.

Introduction

La région de Forestville–Les Escoumins est située sur la côte Nord du Saint Laurent, au-delà du Saguenay et de Tadoussac. Les Escoumins, au début de la région, est à 30 km de cette ville, Forestville, à son extrémité NE, en est à 80 km. Elle est limitée par les latitudes 48°30′ et 48°45′, les longitudes 69°30′ et 69°45′ et par le Saint-Laurent.

La première carte géologique de cette région est due à Faessler (1931) qui a relevé la plupart des aires d'affleurements de paragneiss. Notre étude de cette partie de la Côte-Nord, commencée en 1979 (Rondot, 1979b) a été complétée en 1984; (Rondot 1984b; Rondot et Lavergne, 1984), dans le but d'en préciser la stratigraphie. Les cartes utilisées étaient celles du MER (Ministère de l'Énergie et des Ressources) au 1/20 000: 22c12-200-0202, 22c12-200-0102, 22c11-200-0202, 22c06-200-0101 et 22c06-200-201. Les huit feuilles identifiées par leur nom, sur la figure 1, constituent la carte géologique de localisation des affleurements, à laquelle on se réfère dans le texte. Des indices minéralisés en cuivre, or et argent, au sein de la formation de Moulin à Baude aux Grandes Bergeronnes, ont suscité un regain d'intérêt pour les régions voisines.

Une carte de synthèse au 1/50 000, présentée en 1983 (Rondot, 1983) couvre la région de Saint-Siméon à Tadoussac; la présente carte est dans le prolongement NE de cette dernière. Les nouvelles données qu'apporte cette étude permettront d'améliorer la connaissance de ces régions, en particulier en ce qui concerne la stratigraphie. La stéréophotographie a été largement utilisée dans l'élaboration de ces cartes.

Les affleurements sont abondants près du littoral lorsqu'ils ne sont pas nivelés et cachés par des dépôts glaciaires marins et fluviatiles. Plus loin, à l'intérieur des terres, le relief s'accentue légèrement et le recouvrement y est plus important. La colline la plus élevée est près de l'extrémité ouest de la région. Son sommet atteint 575 mètres d'altitude.

Plusieurs grandes rivières traversent notre région avant d'atteindre le Saint-Laurent, ce sont: la rivière du Sault-aux-Cochons, à Forestville, la rivière Portneuf (figure 2), à Sainte-Anne-de-Portneuf, ainsi que la rivière des Escoumins, aux Escoumins.

Aperçu géologique

Les différentes unités apparaissant au sommaire des formations (tableau 1), correspondent en partie à celles définies lors de la cartographie des régions situées plus au sud (Rondot, 1977, 1979a, 1984). Elles comprennent un complexe migmatitique de base, le complexe de Tadoussac et un groupe volcanosédimentaire de couverture, le groupe de Saint-Siméon. Ce dernier était subdivisé en une unité métavolcanique, la formation de Moulin à Baude et une unité métasédimentaire, la formation de Port-aux-Quilles. Notre cartographie a permis de compléter la stratigraphie du groupe de Saint-Siméon par la reconnaissance d'une nouvelle unité métasédimentaire de base, la formation de Saint-Paul-du-Nord, elle a aussi permis une meilleure connaissance du membre supérieur de la formation de Port-aux-Quilles que l'on pourrait appeler « membre de Baie-des-Bacon ».

Plusieurs types d'intrusions recoupent ces différentes unités. Les plus anciennes sont métamorphisées et pourraient représenter des manifestations contemporaines des roches métavolcaniques. Ce sont de petites intrusions dioritiques à ultrabasiques, peu éloignées ou à l'intérieur des affleurements du groupe de Saint-Siméon. Le complexe charnockitique du lac au Bonhomme Michaud, d'abord reconnu par les cartes aéromagnétiques Rondot 1983), au centre sud-ouest de la région mesure 10 km de largeur sur 15 km de longueur. Il comprend différents faciès allant de la diorite au granite et contient de nombreuses enclaves de paragneiss. L'intrusion de ce massif est sans doute contemporaine à la charnockitisation des roches du complexe de Tadoussac, en particulier au coeur des anticlinaux. Plusieurs masses granitiques porphyroïdes, d'extension latérale très variée, affleurent dans toute la région. La plus grosse masse apparaît au NW du lac Truchon, dans le centre de la région. Au sud, le granite de Bon-Désir est à grain grossier et à quartz automorphe.

Quelques dykes de diabase, de roches ultramafiques et de carbonatite jalonnent les failles côtières. Certaines de ces failles limitent des étendues plates, nivelées vers 50 m d'altitude, et recouvertes en partie d'argile marine sur laquelle se sont développées les tourbières (figure 3). Au-delà de 125 m d'altitude, les dépôts glaciaires n'ont pas été remaniés par la mer.

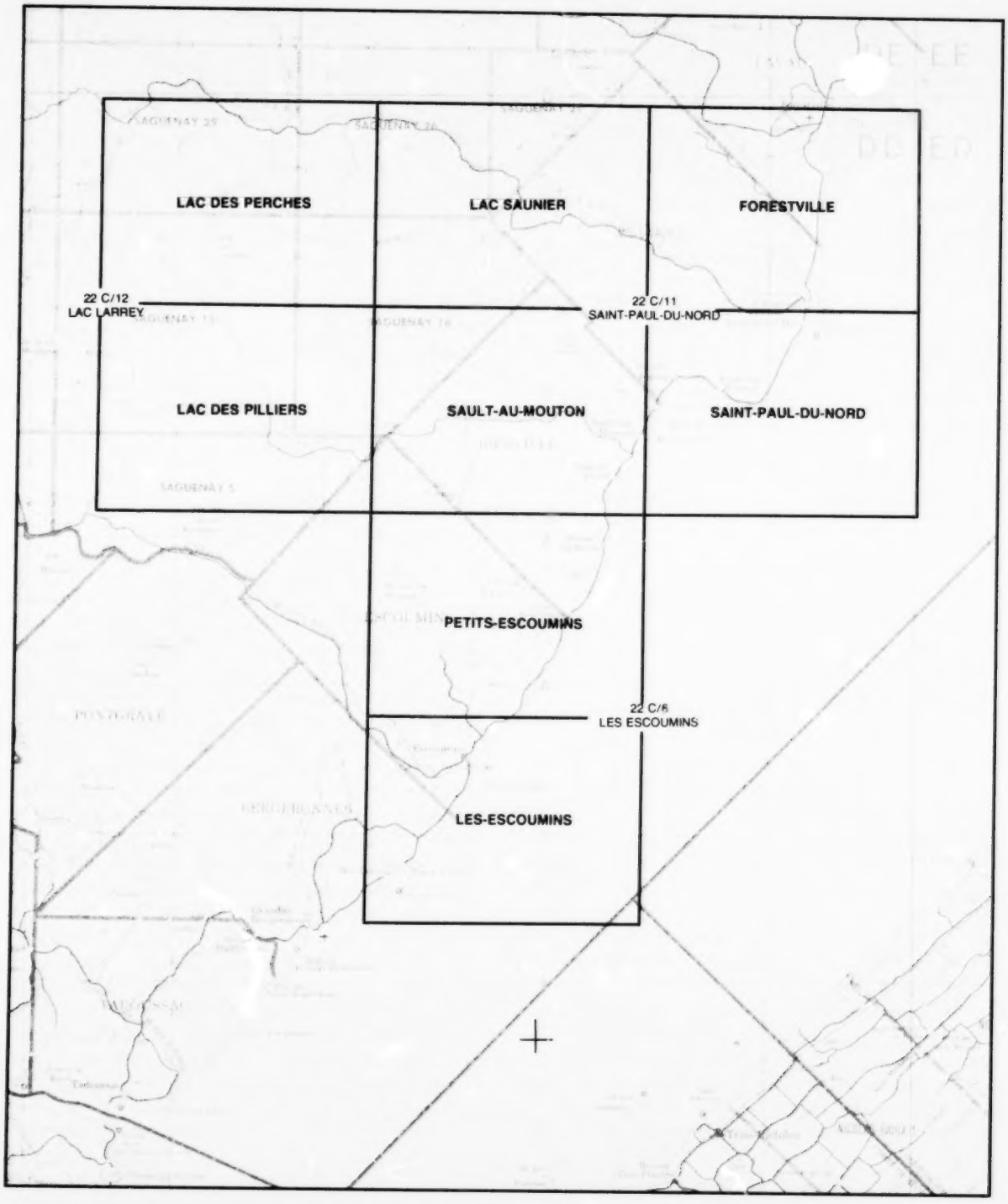


FIGURE 1 – Dénomination et localisation des huit feuilles au 1/20 000 de la carte géologique de Forestville–Les Escoumins.

FIGURE 2 – Relief accidenté le long de la rivière Portneuf (au centre). Le complexe de Tadoussac forme les hautes collines de l'arrière-plan tandis que celles du centre représentent le Moulin à Baude et celles de droite, le Port-aux-Quilles. Vue vers l'ouest.

FIGURE 3 – Brusque changement de paysage à l'est des failles bordières du Saint-Laurent. La partie basse, bien nivelée, laisse apparaître des affleurements continus et de grandes étendues de dépôts marins.

TABLEAU 1 – Sommaire des formations

QUARTERNAIRE

- Tourbière
- Dépôts marins et fluviatiles
- Dépôts glaciaires et fluviatiles

PRÉCAMBRIEN

- ROCHES INTRUSIVES
  - Carbonatite
  - Diabase
  - Roches ultrabasiques
  - Granite à quartz automorphe (Massif de Bon-Désir)
  - Granite porphyroïde
  - Complexe plutonique du Lac au Bonhomme Michaud
  - Intrusifs de composition dioritique, gabbroïque et ultrabasique métamorphisés
- GROUPE DE SAINT-SIMÉON
  - Formation de Port-aux-Quilles
    - Membre supérieur — « Membre de Baie-des-Bacon »
      - Gneiss calcosilicaté à microcline, conglomérat
      - Amphibolite, quartzite
    - Membre inférieur
      - Gneiss à sillimanite, paragneiss varié, pegmatite, gneiss à muscovite
      - Quartzite, gneiss quartzeux
  - Formation de Moulin à Baude
    - Membre supérieur
      - Amphibolite
    - Membre inférieur
      - Gneiss à biotite, conglomérat
  - Formation de Saint-Paul-du-Nord
    - Membre supérieur
      - Leptynite, gneiss granitique
    - Membre inférieur
      - Quartzite de base, paragneiss variés, amphibolite
- COMPLEXE DE TADOUSSAC
  - Gneiss granitique à nodules de sillimanite et quartz
  - Migmatite granitique de couleur rose
  - Migmatite granodioritique ou tonalitique de couleur grise
  - Migmatite granodioritique ou tonalitique avec amphibolite abondante
  - Migmatite granodioritique en partie charnockitisée

Complexe de Tadoussac (T)

Le terme « complexe de Tadoussac » (Rondot, 1977) désigne une grande épaisseur de gneiss et de migmatites de couleur gris à rose, d'aspect très hétérogène, mais de composition minéralogique peu variée, (quartz, feldspath, biotite et hornblende) allant des migmatites granitiques aux migmatites granodioritiques très felsiques. Le complexe de Tadoussac sert de socle au groupe de Saint-Siméon. Le passage de l'un à l'autre n'est pas très précis lorsque l'on n'observe pas le niveau de quartzite qui se trouve à la base du Saint-Siméon, (figure 4).

Dans la région de Forestville–Les Escoumins, les roches du Tadoussac représente environ 60% de la surface de la région. On peut y distinguer des zones où elles sont majoritairement de composition granitique et de couleur rose (Tg) et d'autres, où la composition est granodioritique et la couleur grise (Te).

Dans la partie NW de la région (feuilles « Lac des Perches » et « Lac Sauniat »), zone où les septa d'amphibolite sont un peu plus abondants qu'ailleurs, c'est l'unité Ta. Enfin, dans quelques anticlinaux on note une tendance à la charnockitisation, c'est l'unité Tc.

Migmatite granodioritique grise (Te)

Cette unité, la plus ancienne (Aphébien ou peut-être même Archéen pour certains de ses éléments), est en fait composée de plusieurs types de roches qui ont fini par s'homogénéiser par suite de métamorphismes et de fusions partielles successifs. L'aspect général est habituellement celui d'une roche hétérogène avec enclaves diffuses de gneiss plus mafiques, de gneiss à biotite, de gneiss à biotite et hornblende et d'amphibolite (figure 5). Cette dernière peut aussi se présenter en intrusion discordante, il s'agit alors de métadiabase.

Cette unité (Te) se distingue des migmatites de composition granitique (Tg) par sa couleur et par son contenu en feldspath potassique (test au colbatinitrite de sodium). Si plusieurs faciès sont visibles sur l'affleurement, c'est celui qui est le mieux représenté qui est considéré comme représentatif.

Une moyenne des compositions modales (tableau 2) indique que la roche a une composition granodioritique (avec quartz, microcline et oligoclase). Sa composition chimique est donnée au tableau 3. Le minéral ferromagnésien est la biotite à laquelle s'ajoutent les minéraux opaques et l'apatite. Certains faciès sont plus riches en plagioclase et hornblende d'autres ont une composition intermédiaire. Les relations de contact entre ces différents faciès sont très variées.

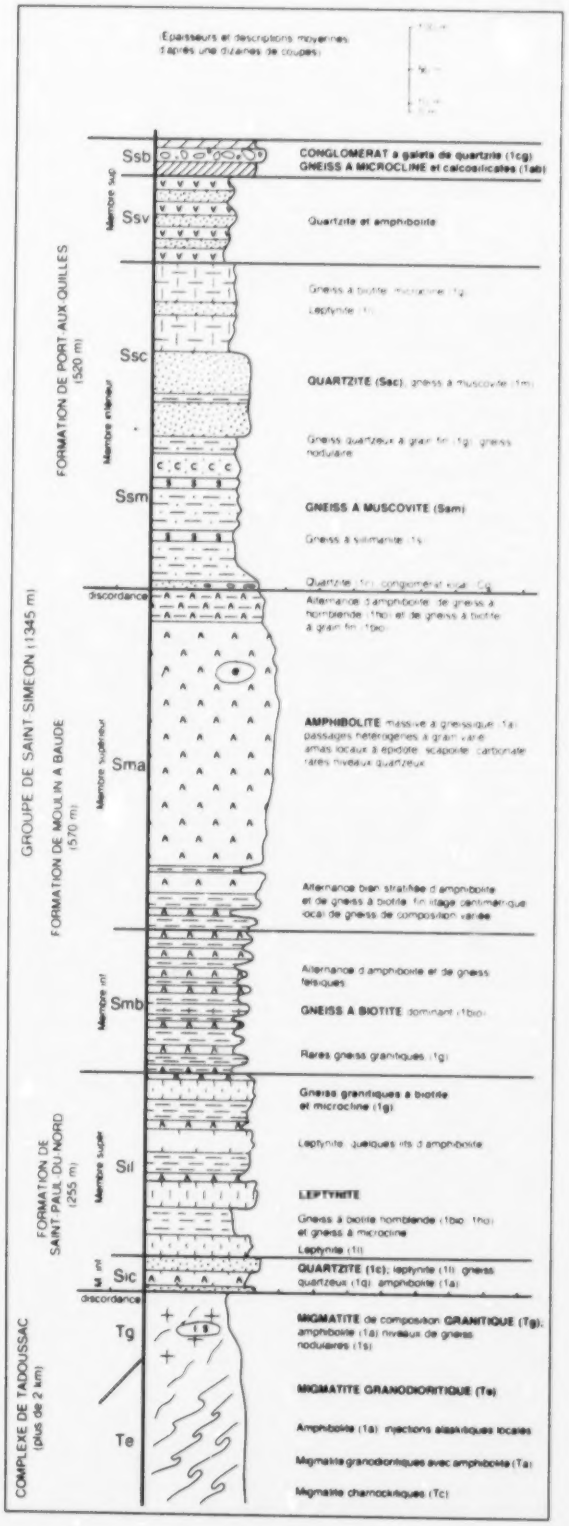


FIGURE 4 – Colonne stratigraphique du groupe de Saint-Siméon dans la région de Forestville–Les Escoumins. ⟶

TABLEAU 2 – Complexe de Tadoussac. Mode.

	Minéraux / Faciès		Te moy.	min.	max.	1a	Tc moy.	4m	Tg moy.	min.	max.	1a 1ho
Felsiques	Quartz		27	25	30	—	40	27	32	20	45	8
	Feldspath potassique	*	18	15	20	—	13	45	33,3	25	40	7
		**	m	—	—	—	m + p	p	m + p	—	—	—
	Plagioclase	*	46	40	50	40	43	10	24	15	33	50
		**	o	—	—	a	o + t	—	—	—	—	a
Ferromagnésiens	OPX		—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
	CPX		—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
	HB		—	—	—	50	—	10	1	0	7 2/10	22
	Bio		8	7	9	1	2	—	6	1	28	7
	Musc.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Gre		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sill.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cord.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Accessoires	Opaques		Tr	Tr	1	3	Tr	4	2	Tr	5	4
	Apatite		Tr	Tr	Tr	1	Tr	1	0,3	—	—	1
	Allanite		—	—	—	—	Tr	Tr	0,2	—	—	Tr
	Zircon		—	—	—	—	—	Tr	Tr	—	—	0,5
	Sphène		—	—	—	Tr	—	—	0,3	0	2	0,5
	Tourmaline		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Altération	Non déterminé		—	—	—	—	1		0,7	—	—	—
	Épidote		—	—	—	—	—		—	—	—	—
	Chlorite		—	—	—	1	—		—	—	—	—
	Séricite		—	—	—	—	—		—	—	—	—
	Scapolite		—	—	—	—	—		—	—	—	—
	Carbonate		—	—	—	3	—		—	—	—	—
	Granulométrie		0,3 à 2 mm			0,3 à 2 mm	0,5 à 5 mm		0,2 à 20 mm			

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles: m = microcline; p = perthite; o = oligoclase; t = antiperthite; a = andésine; tr = traces;
Te = migmatite granodioritique; **Tc** = migmatite en partie charnockitisée; **4m** = migmatite charnockitisée; **Tg** = migmatite granitique; **1a** = amphibolite; **1ho** = gneiss à hornblende.

TABLEAU 3 – Complexe de Tadoussac. Analyses chimiques.

Faciès échantillon	Te T	Tg 976-2	Tg 977-1	Tg 977-5	Tg moyenne
		% en poids			
SiO_2	70,75	77,9	75,7	76,6	76,73
Al_2O_3	15,84	11,4	13,2	11,2	11,9
Fe_2O_3	0,88	1,82	0,79	2,27	1,63
FeO	0,96	(1)	(1)	(1)	(1)
MgO	0,71	0,10	0,10	0,10	0,10
CaO	2,62	0,45	1,06	0,51	0,67
Na_2O	5,52	3,07	4,07	2,95	3,36
K_2O	1,98	4,52	3,68	4,53	4,24
TiO_2	0,08	0,18	0,07	0,22	0,16
MnO	0,04	< 0,01	< 0,01	0,03	0,01
P_2O_5	0,07	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03
S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PAF	0,34	0,27	0,31	0,19	0,26
Totaux	99,80	99,72	98,99	98,61	99,08

(1) FeO – compris dans Fe_2O_3; **Te** = migmatite grise granodioritique; **Tg** = migmatite granitique rose. PAF = perte au feu.

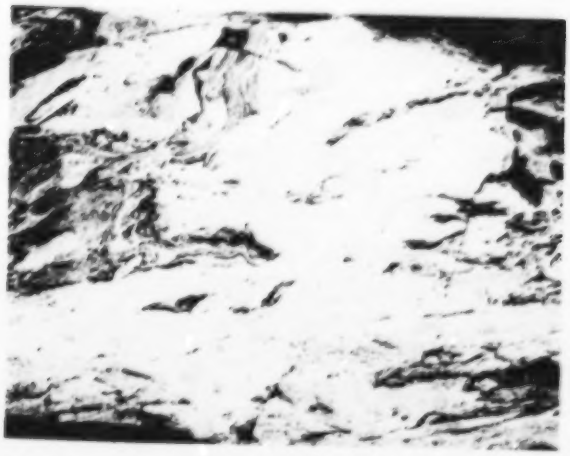


FIGURE 5 – Complexe de Tadoussac aux chutes du Faux Canal sur la rivière du Sault-aux-Cochons, en amont de Forestville. Faciès granodioritique à septa diffus de gneiss à biotite, hornblende et d'amphibolite.

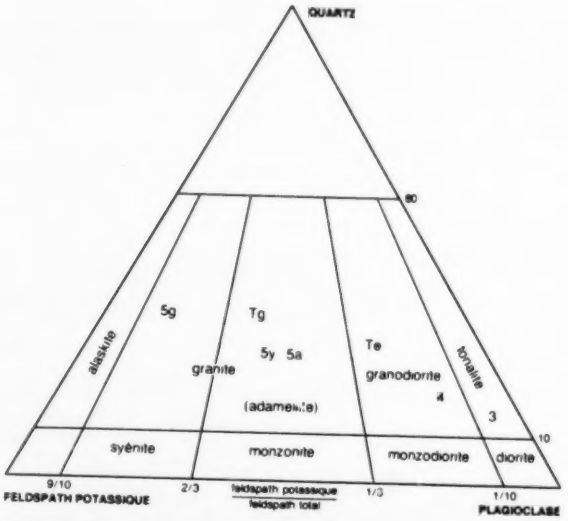


FIGURE 6 – Classification simplifiée des roches intrusives et des migmatites d'après leur composition minéralogique moyenne. Composition moyenne: Tg et Te = des migmatites granitiques et granodioritiques du complexe de Tadoussac; 3 = des métagabbros; 4 et 5a = des roches du complexe du lac au Bonhomme Michaud; 5y = des granites porphyroïdes (adamellite); 5g = du granite de Bon-Désir.

La roche la plus répandue est à grain fin à moyen (0,2 à 2 mm); quelques faciès felsiques sont plus grossiers. La répartition des minéraux ferromagnésiens est habituellement irrégulière et se présente en petits amas allongés ou en lits d'épaisseur variable et de proportions diverses. La disposition des amas riches en minéraux ferromagnésiens est planaire ou au contraire nébulitique. Certains de ces faciès peuvent représenter d'anciens sédiments peu différenciés (arkose, grauwacke).

Migmatite granodioritique avec amphibolite (Ta)

Les amphibolites sont localement assez abondantes dans le complexe de Tadoussac, l'ensemble constitue l'unité Ta. Les amphibolites sont composées presque exclusivement de hornblende et de plagioclase (90% ou plus) avec une certaine quantité de minéraux opaques et d'apatite. Elles peuvent aussi contenir un peu de biotite et des minéraux d'altération (tableau 2).

Le faciès granodioritique avec amphibolite (Ta) ou sans (Te) semble le plus ancien mais les injections granitiques peuvent n'être qu'une fusion partielle d'une roche granitique ancienne.

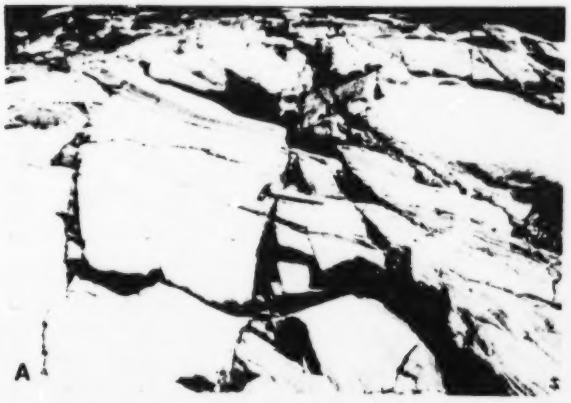
Migmatite granitique (Tg)

La migmatite granitique du complexe de Tadoussac (Tg), regroupe une série de roches, la plupart très hétérogènes, caractérisées par la présence d'une proportion assez importante de feldspath potassique. Ce minéral n'est toutefois pas beaucoup plus abondant que le plagioclase (figure 6 et tableau 2). On devrait donc désigner ces roches par le terme plus spécifique, mais peu employé, d'adamellite.

Ce faciès est, par ailleurs, peu différent du faciès granodioritique. En particulier, son aspect hétérogène indique une histoire complexe (figure 7). La composition minéralogique varie beaucoup d'un point à l'autre de l'affleurement. Dans le faciès le plus commun, le quartz est assez abondant (15 à 50%); le microcline, généralement microperthitique, représente en moyenne le tiers de la roche et le plagioclase est de l'oligoclase souvent altéré. Les minéraux ferromagnésiens sont principalement la biotite et les oxydes de fer (hématite et magnétite); la hornblende est occasionnelle. Les minéraux accessoires, bien représentés, sont l'apatite, l'allanite, le zircon et le sphène. Il y a aussi plusieurs minéraux d'altération, la plupart non identifiables.

La grosseur du grain varie d'une fraction de millimètre à plusieurs millimètres et à quelques centimètres comme c'est le cas pour certains quartz en cristaux linéaires très allongés. La composition chimique reflète la composition minéralogique. Comparé à la composition chimique d'une migmatite granodioritique (tableau 3), on constate dans les roches granitiques, une plus grande proportion de SiO_2 et K_2O tandis que les roches granodioritiques contiennent plus d'Al_2O_3, de CaO et de Na_2O.

Les faciès riches en minéraux ferromagnésiens sont très variés allant du gneiss à biotite-hornblende (1ho, tableau 2) à l'amphibolite (1a). Certains faciès sont nettement intrusifs (figure 8) et représentent d'anciens dykes métamorphisés. L'un d'eux, à la pointe Laval de Forestville, laisse voir de curieux amas de plagioclase et quartz avec noyaux de magnétite (figure 9).



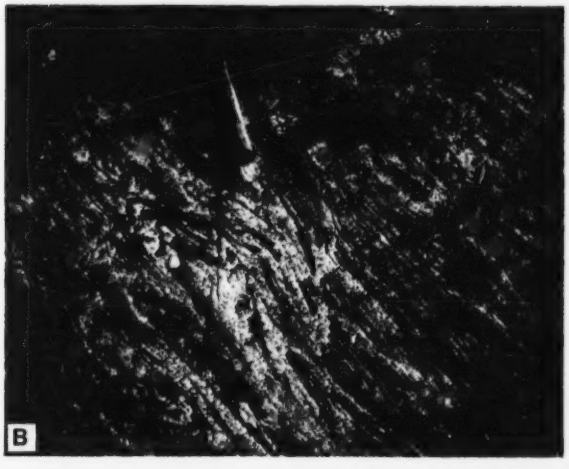


FIGURE 7 – Faciès granitique (Tg) du complexe de Tadoussac entre la pointe Rocheuse et la pointe Laval de Forestville (A). Une vue détaillée (B) nous montre plusieurs faciès se recoupant, la foliation semblant être conforme à la dernière déformation importante.

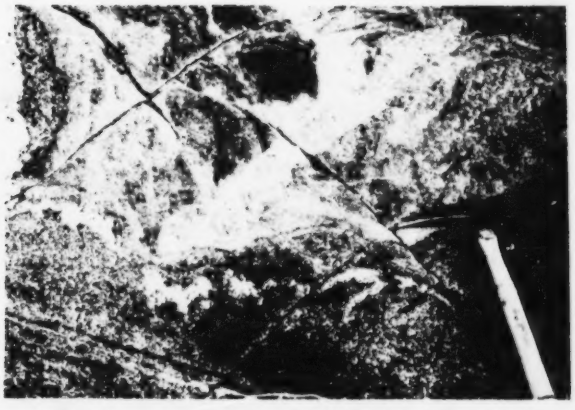


FIGURE 8 – Amphibolite recoupant un gneiss à biotite hornblende dans le complexe de Tadoussac entre la pointe Rocheuse et la pointe Laval de Forestville.

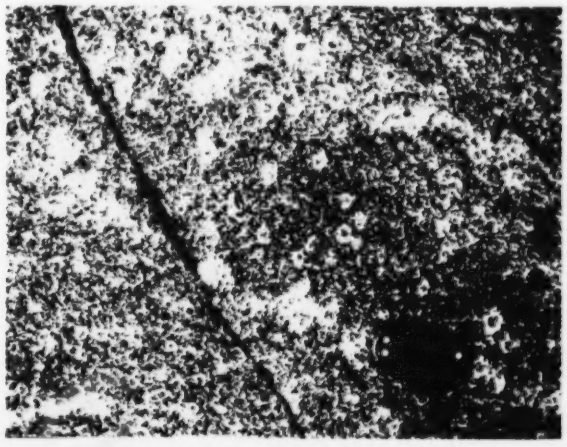


FIGURE 9 – Petits cristaux de magnétite entourés de plagioclase et quartz dans une amphibolite intrusive (1a) du complexe de Tadoussac. Pointe Laval.

Gneiss granitique à nodules de sillimanite et quartz (ls)

En s'approchant des bandes volcano-sédimentaires, on observe localement des roches de composition globale plus régulière qui pourraient être, elles aussi, d'anciens sédiments (figure 10). Un faciès qui apparaît en cinq endroits, un sur la feuille « Lac des Perches », trois sur la feuille « Lac des Piliers » et un sur la feuille « Sault-au-Mouton », pourrait s'apparenter à d'anciens métasédiments à cause de la présence de sillimanite; il s'agit d'un gneiss granitique à nodules clairs ou de teinte rouille, arrondis ou, au contraire, très allongés, contenant du quartz et de la sillimanite en fins cristaux (figure 11). Les nodules contiennent aussi un peu de magnétite et de muscovite.

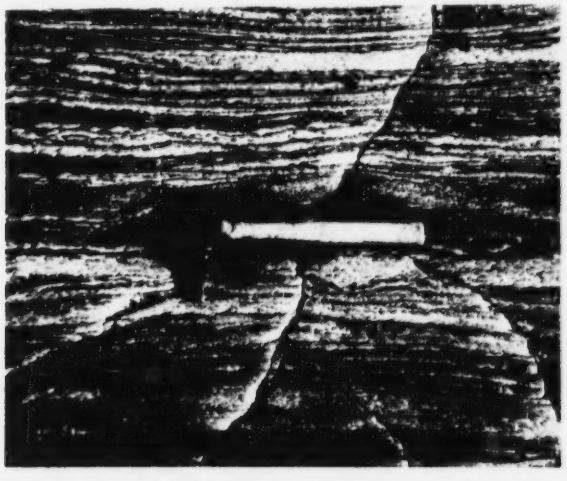


FIGURE 10 – Migmatite granitique à 8 km à l'ouest de Sault-au-Mouton.

FIGURE 11 – Gneiss granitique à nodules très allongés, à quartz et sillimanite, à 8 km à l'ouest de Sault-au-Mouton, près de la rivière du même nom. mt = magnétite.

FIGURE 12 – Colline montrant une stratification de couches différemment érodées. Colline du lac de la Boule, près de la rivière Portneuf.

L'aspect de la roche suggère cependant plutôt un phénomène métasomatique impliquant le départ du potassium du microcline.

Migmatite charnockitique (Tc)

La demie ouest de la région (feuilles « Lac des Perches », « Lac Sauniat », « Lac des Piliers » et « Sault-au-Mouton ») montre deux structures anticlinales, où l'on observe de nombreux passages à des roches à tendance charnockitique (Tc sur les cartes), c'est-à-dire que la roche devient sombre et à grain moyen à grossier. Le quartz est gris et les feldspaths sont vert-olive pâle. Elle est hétérogène et la proportion des éléments felsiques, de deux échantillons, indique une composition granodioritique sans doute peu différente de la composition originelle de la roche (Tc, tableau 2). Les minéraux ferromagnésiens ont cependant été fortement altérés et il ne reste plus que quelques biotites et minéraux opaques. Un échantillon a cependant gardé ses pyroxènes (4 m, tableau 2). Il a été observé à l'ouest du lac Montisembeau dans une zone très plissée.

Les roches du complexe de Tadoussac indiquent sans doute que leur mise en place a été complexe, mais la dernière déformation majeure affectant aussi les roches de couverture a en grande partie effacé les anciennes structures. Les différences de composition des strates permettent ainsi de suivre la structure par photo-interprétation, l'érosion sélective offrant un contraste entre les couches (figure 12). C'est ainsi que l'on peut suivre en particulier la stratification des couches variées du groupe de Saint-Siméon.

Groupe de Saint-Siméon (S)

Le groupe de Saint-Siméon représente un ensemble volcano-sédimentaire bien stratifié, formant des synclinaux pincés ou des bassins sur les roches du complexe de Tadoussac. Le contact entre les deux types de roches n'est pas aisé à déceler surtout s'il s'agit de roches granitiques. Cependant, en beaucoup d'endroits dans la région, on a observé un niveau de quartzite relativement peu épais (± 20 m) qui ne doit pas être très éloigné de la base du groupe, s'il n'en est pas lui-même la base. Au-dessus de ce niveau de quartzite, associées à d'autres types de roches (Sic), se sont accumulées des épaisseurs variables de leptynite (arkose métamorphisée) et de gneiss de composition granitique (Sil). Ces deux unités constituent la nouvelle formation de Saint-Paul-du-Nord (Si) dont on supposait l'existence mais qui n'était pas encore identifiée, sous la formation riche en amphibolites du Moulin à Baude (Sm) et la formation en grande partie sédimentaire de Port-aux-Quilles (Ss). À partir d'une dizaine de coupes à travers la région, on obtient maintenant une colonne stratigraphique assez complète (figure 4). Il y a cependant des variations latérales de faciès, par exemple: le quartzite de base n'est pas toujours là; les amphibolites peuvent être remplacées par des gneiss à biotite; un conglomérat de base de la formation de Port-aux-Quilles peut être remplacé par un quartzite; il peut y avoir une discordance à la base de la formation, etc. . . Les caractéristiques des diverses unités sont cependant conservées, ce qui permet de les suivre à travers la région. Les roches du groupe forment des synclinaux complexes, étirés, de direction NS ou EW selon les directions principales de plissement. On note un synclinal pincé dans les deux feuilles du sud (Petits Escoumins et les Escoumins), un synclinal au lac Saint-Onge, et une couronne de synclinaux entourant l'anticlinorium en forme de coeur du lac Huard, au centre des quatre feuilles NW de la région. La structure anticlinale qui se termine vers le fleuve, à Sault-au-Mouton, est bordée au nord et au sud par les deux synclinaux les plus complets de la région: le synclinal du lac des Cèdres et le synclinal de la baie des Bacon.

Formation de Saint-Paul-du-Nord (Si) (Nouvelle)

Une coupe-type pourrait être mesurée sur le flanc sud du synclinal du lac des Cèdres dans le prolongement duquel se trouve l'église de Saint-Paul-du-Nord qui aurait comme assise la leptynite (Sil), (figure 13). Nous nous servirons cependant de divers affleurements, la succession et l'épaisseur des couches étant basée sur la moyenne d'une demie douzaine de coupes à travers la région.

Lors de l'introduction dans la littérature de la formation

FIGURE 13 – Leptynite de la formation de Saint-Paul-du-Nord affleurant sur les rives du Saint-Laurent et servant de socle à l'église de Saint-Paul-du-Nord.

de Moulin à Baude, je signalais (Rondot, 1977) sous cette formation, 200 m d'une alternance de bancs centimétriques à décimétriques de gneiss variés reposant sur les migmatites grises à roses, typiques du Tadoussac. C'est cet ensemble bien stratifié qui constitue la formation de Saint-Paul-du-Nord. Dans la région de Forestville–Les Escoumins, on peut observer, en bien des endroits, des couches métasédimentaires quartzeuses et même conglomératiques sur les migmatites du Tadoussac. Elles représentent la base de la formation s'il n'y a pas de discordance évidente. Le sommet de la formation est marqué par l'apparition des couches d'amphibolite du Moulin à Baude. Sauf vers la base, il n'y a pas de couches d'amphibolite dans la formation de Saint-Paul-du-Nord mais il peut y avoir des dykes et de petites intrusions basiques.

MEMBRE INFÉRIEUR DE LA FORMATION DE SAINT-PAUL-DU-NORD (Sic)

Le membre inférieur de la formation de Saint-Paul-du-Nord est une succession de paragneiss variés comprenant habituellement un niveau de quartzite et de gneiss quartzeux assez pur. La base du membre pourrait être une discordance (comme on en a observé une à 3,5 km au NW de l'anse à Pelletier, non loin du chemin du lac Saint-Onge) mais il est difficile de savoir s'il s'agit d'une discordance stratigraphique ou tectonique. Un autre endroit, que nous n'avons malheureusement pas eu le temps de visiter, près de l'embouchure de la rivière des Petits-Escoumins pourrait représenter une discordance stratigraphique avec remplissage de chenaux d'érosion (figure 14).

Un affleurement où le membre basal de la formation

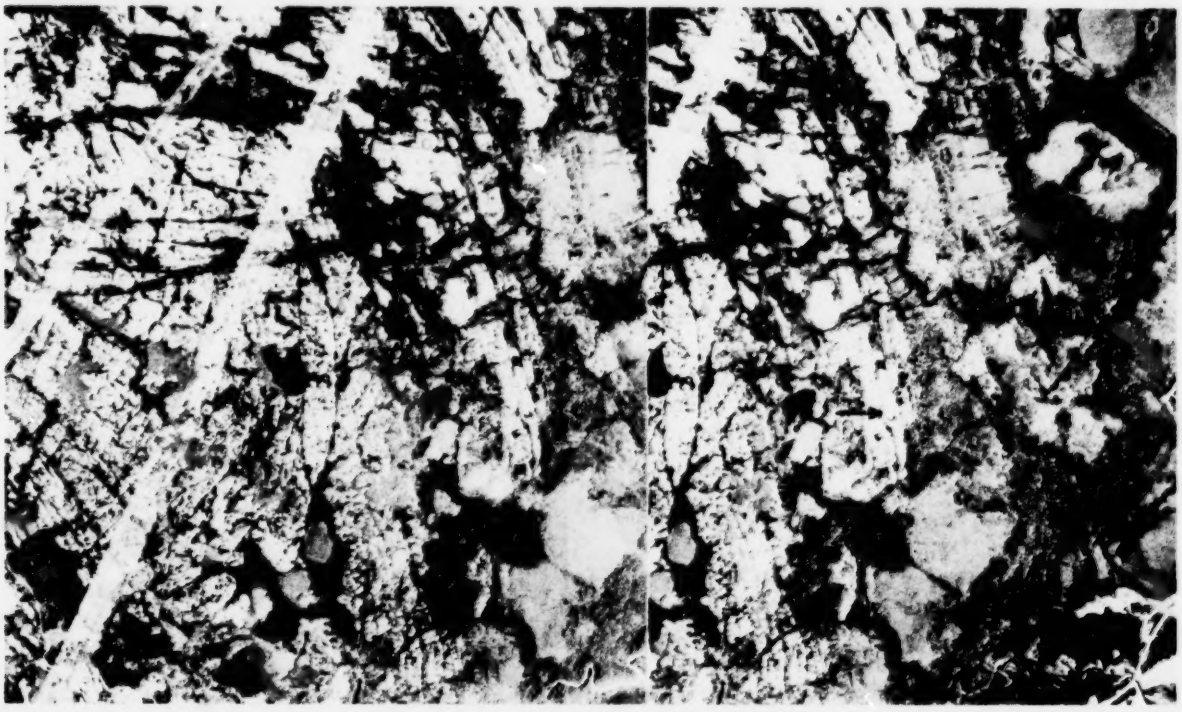


FIGURE 14 – Montage stéréoscopique d'une région dénudée, au NW de l'embouchure de la rivière des Petits-Escoumins (coin SE de la figure). La pointe de la flèche, vers le centre de la photo de droite, indique une discordance possible entre le Tadoussac, à l'ouest, et la formation de Saint-Paul-du-Nord, à l'est. La distance entre la flèche et l'embouchure est d'environ 2,5 km.

est bien représenté, est situé dans le coin NW de la feuille de « Forestville », le long de la ligne de transport d'énergie électrique, à la hauteur du lac Croche. Il s'agit du flanc nord d'un synclinal déversé, à plan axial incliné d'une cinquantaine de degrés vers le nord, et à linéation subhorizontale (figure 15). On observe ici une variété de quartzite, de gneiss quartzeux, de gneiss à grenat, de leptynite, d'amphibolite etc. . . Les leptynites, qui caractérisent la formation de Saint-Paul-du-Nord, sont bien visibles à cet endroit (à l'arrière-plan du petit pli synclinal de la figure 16). La roche est rose, très feldspathique et

FIGURE 15 – Quartzite, leptynite et gneiss quartzeux de la base de la formation de Saint-Paul-du-Nord (Sic), à l'ouest du lac Croche; feuille de Forestville.

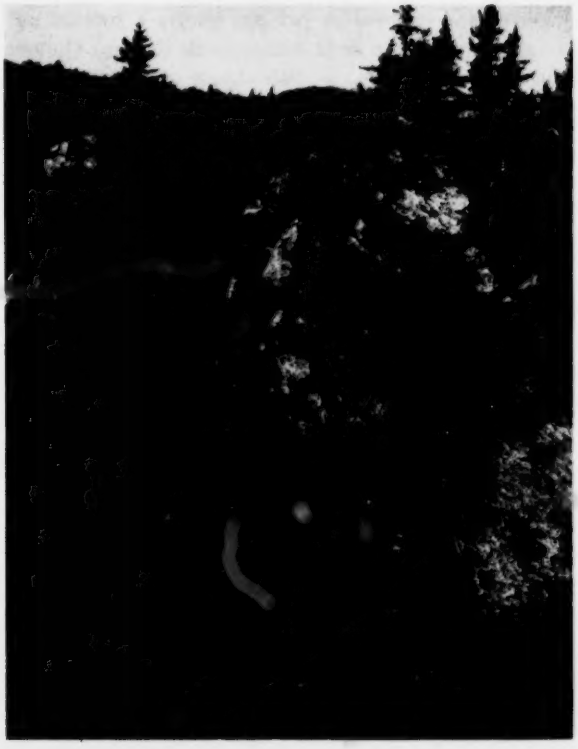


FIGURE 16 – Plis déversés, soulignés par la variété des faciès du membre inférieur de la formation de Saint-Paul-du-Nord (Sic); ouest du lac Croche.

presque dépourvue de minéraux ferromagnésiens.

Le quartzite, relativement pur, est la roche caractéristique du membre inférieur; ce n'est cependant pas la roche la plus abondante. À l'affleurement de la ligne, près du lac Croche, on note en effet la séquence stratigraphique présentée au tableau 4.

TABLEAU 4 – Coupe stratigraphique dans la partie basale de la formation de Saint-Paul-du-Nord (Si). Secteur du lac Croche (feuille de Forestville).

	Membre/formation	Épaisseur	Lithologie
FORMATION DE SAINT-PAUL-DU-NORD	Membre supérieur (Sil)	20 m	Leptynite
		5 m	Gneiss à biotite rubané
		0,5 m	Gneiss à biotite, hornblende bien lité
		1 m	Leptynite
	Membre inférieur (Sic) 43 m	3 m	Amphibolite et leptynite interlitées
		5 m	Leptynite à interlits d'amphibolite et lentilles de quartzite
		1 m	Gneiss à hornblende
		1,5 m	Quartzite à microcline
		0,5 m	Gneiss à biotite
		0,5 m	Amphibolite
		10 m	Sans affleurement
		1 m	Quartzite pur
		1 m	Amphibolite
		15 m	Sans affleurement
		0,5 m	Quartzite pur
		1,5 m	Quartzite feldspathique avec passées de gneiss à sillimanite et de gneiss à grenat (petit synclinal sur la figure 16)
		2 m	Leptynite
		0,5 m	Gneiss quartzeux à sillimanite
	COMPLEXE DE TADOUSSAC (Tg)	20 m	Gneiss granitique

Dans la même région, mais un peu plus au sud, le long de la ligne de transport d'énergie électrique, juste au nord de l'endroit où elle traverse la rivière Portneuf, on relève une coupe complète de la formation bien qu'interrompue de nombreuses lacunes. Du sommet à la base, c'est-à-dire du sud (zone de travaux de Soquem, 1978a) au nord, on observe la succession lithologique détaillée au tableau 5.

Encore un peu plus au sud en suivant la même ligne, soit à 6 km au nord de Saint-Paul-du-Nord, on observe en plus d'un niveau de quartzite bien stratifié, un banc quartzeux à l'aspect conglomératique (figure 17).

TABLEAU 5 – Coupe stratigraphique dans le Saint-Paul-du-Nord et le complexe de Tadoussac: ligne de transport d'énergie au nord de la rivère Portneuf.

	Membre/formation	Épaisseur	Lithologie
FORMATION DE SAINT-PAUL-DU-NORD (Si)	FORMATION DE MOULIN À BAUDE (Sm)	50 m	Amphibolite et pegmatite radioactive
	Membre supérieur (Sil) 215 m	15 m	Gneiss granitique
		50 m	Sans affleurement
		10 m	Gneiss granitique à biotite
		50 m	Sans effleurement
		30 m	Leptynite rose
		10 m	Gneiss à biotite et gneiss granitique
		10 m	Sans affleurement
		15 m	Gneiss à biotite et hornblende
		25 m	Leptynite
	Membre inférieur (Sic) 43 m	20 m	Leptynite avec intercalations de minces couches de quartzite, de gneiss à sillimanite, etc...
		20 m	Gneiss arkosique très grossier surmonté de leptynite stratifiée
		3 m	Quartzite
COMPLEXE DE TADOUSSAC (T)	Migmatite granitique (Tg) 255 m	25 m	Sans affleurement
		20 m	Migmagite à biotite hornblende
		80 m	Migmatite granitique
		30 m	Sans affleurement
		70 m	Migmatite granitique (interstratification de gneiss de teinte rouge)
		30 m	Gneiss oeillé
	Migmatite granodioritique (Te)	plus de 250 m	Migmatite grise, localement très hétérogène avec passages d'amphibolite et injections roses

Si l'on descend encore plus au sud, on peut observer, à 2 km au nord-est du lac Saint-Onge, une succession de couches de quartzite, de gneiss à sillimanite, de leptynite et de gneiss à biotite qui affleure aussi sous la ligne de transport d'énergie électrique et qui sépare les migmatites du Tadoussac des leptynites, gneiss à biotite et amphibolite du membre supérieur de la formation de Moulin à Baude. À cet endroit cependant, l'épaisseur des couches est réduite probablement par suite de déformations (amincissement, faille).

FIGURE 17 – Quartzite à aspect conglomératique (Sic) à la base de la formation de Saint-Paul-du-Nord; à 6 km au nord du village, en bordure de la ligne de transport d'énergie électrique.

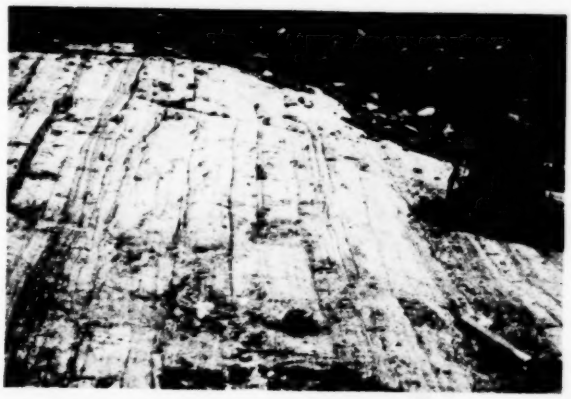


FIGURE 18 – Niveau de quartzite bien stratifié (Sic) au déversoir du lac Vaillancourt (feuille « Lac des Piliers »).

À l'autre extrémité de la région, au déversoir du lac Vaillancourt (feuille « Lac des Piliers »), la partie inférieure de la formation de Saint-Paul-du-Nord semble représentée par un épais niveau de quartzite bien stratifié (figure 18), ce qui est plutôt la caractéristique des quartzites de la formation de Port-aux-Quilles. Cette partie de la région est très plissée et granitisée.

Le tableau 6 donne une idée de la variété des faciès du membre inférieur de la formation de Saint-Paul-du-Nord. On y remarque, d'après la minéralogie, qu'il s'agit de séquences détritiques continentales, (quartzite, leptynite) riches en quartz et minéraux accessoires, avec quelques niveaux calcifères. Le métamorphisme primaire est assez important (amphibolite). Il a été suivi d'une rétromorphose irrégulièrement répartie.

Les quelques compositions chimiques qui figurent au tableau 7 confirment l'origine détritique de la plupart des échantillons (gros pourcentage de SiO_2, faible quantité de fer et de magnésium etc. . .).

MEMBRE SUPÉRIEUR DE LA FORMATION DE SAINT-PAUL-DU-NORD (Sil)

La partie supérieure de la formation de Saint-Paul-du-Nord n'offre pas une grande variété de faciès mais une bonne stratification même dans des couches de composition homogène. Il s'agit principalement de leptynite pauvre en minéraux ferromagnésiens et de gneiss granitique lorsque la roche s'enrichit en biotite. La succession complète décrite plus haut (près des travaux de Soquem, 1978a) et la colonne stratigraphique (figure 4) indiquent que les leptynites seraient plus abondantes vers la base. Il y a très peu d'amphibolite mais quelques niveaux de gneiss gris à biotite, en particulier dans le synclinal du lac des Cèdres.

Comme la partie basale de la formation de Moulin à Baude, qui se trouve stratigraphiquement au-dessus de ces strates, contient, elle aussi, quelques couches felsiques, la limite entre les formations de Saint-Paul-du-Nord et de Moulin à Baude n'est pas facile à tracer. Il faut cependant noter qu'il y a très peu d'amphibolites dans le Saint-Paul-du-Nord alors que c'est le faciès dominant du Moulin à Baude. Dans le Saint-Paul-du-Nord, elles peuvent représenter des dykes (figure 19) servant de conduits nourriciers pour les métavolcanites du Moulin à Baude.

Les leptynites et gneiss granitiques qui caractérisent la formation de Saint-Paul-du-Nord sont habituellement en strates séparées et épaisses de plusieurs dizaines de mètres. Les deux faciès peuvent cependant alterner sur un même échantillon (figure 20a). Les différents lits peuvent aussi représenter une alternance de lits très plagioclasiques ou très riches en feldspath potassique ce qui se traduit sur l'échantillon altéré par un rubanement blanc et rose (figure 20b). Cette stratification est parfois très fine et régulière, mais le faciès le plus courant est celui d'une roche rose, massive, dépourvue de minéraux ferromagnésiens ou contenant de la biotite (gneiss granitique).

FIGURE 19 – Dyke d'amphibolite recoupant les leptynites et les gneiss granitiques du membre supérieur (Sil) de la formation de Saint-Paul-du-Nord; affleurement à 1 km à l'ouest du lac Rémi (feuille « Petits-Escoumins »).

TABLEAU 6 – Formation de Saint-Paul-du-Nord (membre inférieur). Mode.

	Minéraux / Faciès		1c	1l	1q moy.	1s moy.	1bio moy.	1b moy.	1gre moy.	1a
Felsiques	Quartz		90	35	48	45	18	45	50	15
	Feldspath potassique	*	5	45	15	12	—	—	—	—
		**	m	m	m	m	—	—	—	—
	Plagioclase	*	—	5	15	6	52	23	25	35
		**	—	o	o,a	o	a	a	a	o
							An_{32-45}	An_{46}		
Ferromagnésiens	OPX		—	—	—	—	—	—	—	—
	CPX		—	—	3	—	—	7	—	—
	HB		—	—	10	—	—	5	2	30
	Bio		2	10	2	20	26_n	3	8	12
	Musc.		3	—	—	—	—	—	—	—
	Gre		Tr	5	—	4	—	—	10	—
	Sill.		—	—	—	12	—	—	—	—
	Cord.		—	—	—	—	—	—	—	—
Accessoires	Opaques		—	—	3	1	3	1	1	5
	Apatite		—	—	1	—	1	—	1	1
	Allanite		—	—	—	—	Tr	—	—	—
	Zircon		—	—	Tr	—	Tr	—	Tr	—
	Sphène		—	—	3	—	—	3	—	2
	Tourmaline		—	—	—	—	—	—	—	—
Altération	Non déterminé		—	—	—	—	Tr	—	—	—
	Épidote		—	—	—	—	—	10	—	—
	Chlorite			—	—	—	—	—	2	—
	Séricite		—	—	—	—	—	—	1	—
	Scapolite		—	—	—	—	—	2	—	—
	Carbonate		—	—	—	—	—	1	—	—
	Granulométrie		> 1 cm				0,05 à 2 mm			

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles: **m** = microline; **o** = oligoclase; **a** = andésine; **n** = noire;
1c = quartzite; **1l** = leptynite; **1q** = gneiss quartzeux; **1s** = gneiss à sillimanite; **1bio** = gneiss à biotite; **1b** = gneiss à minéraux calcosilicatés; **1gre** = gneiss à grenat; **1a** = gneiss à hornblende et biotite.

TABLEAU 7 – Formation de Saint-Paul-du-Nord (membre inférieur). Analyses chimiques.

Faciès échantillon	1c 862-5	1c 860-1b	1l 860-2	1q 979-3	1s 807-6
SiO_2	99,00	97,50	76,25	76,8	62,10
Al_2O_3	< 0,05	1,28	11,40	7,74	11,30
Fe_2O_3	0,02	0,02	0,95	4,32	5,10
FeO	0,05	0,28	0,51	(1)	(1)
MgO	< 0,01	0,04	0,18	0,87	0,40
CaO	0,03	0,04	0,45	2,89	1,00
Na_2O	0,04	0,20	3,00	1,66	4,25
K_2O	0,04	0,90	5,20	2,62	1,45
TiO_2	< 0,10	0,14	0,10	1,25	0,20
MnO	< 0,01	< 0,01	0,01	0,05	0,02
P_2O_5	< 0,005	0,01	0,02	0,14	0,01
S	0,02	0,02	0,01	0,01	5,80
PAF	0,25	0,38	0,57	0,41	0,63
Totaux	99,45	100,81	98,65	98,77	92,25

(1) FeO – compris dans Fe_2O_3. **1c** = quartzite; **1l** = leptynite; **1q** = gneiss quartzeux; **1s** = gneiss à sillimanite. PAF = perte au feu.

FIGURE 20 – A) Rubanement de leptynites et de gneiss granitiques dans le Saint-Paul-du-Nord (synclinal du lac Primes, NW de la feuille « Forestville »). B) Rubanement dans la leptynite à la rivière Portneuf (feuille « Lac des Perches »).

La proportion relative de la biotite varie de 1,5% en moyenne pour les leptynites (1l) à 7,5% pour les gneiss granitiques (1g, 1y, tableau 8). Les compositions chimiques sont par ailleurs assez semblables (tableau 9A). Le quartz en grains de 1 à 2 mm pourrait figurer la granulométrie primaire d'anciennes arkoses. Sous l'altération, la roche a localement l'aspect d'un grès. La bonne stratification de certains lits et l'abondance locale de minéraux accessoires confirment l'origine sédimentaire de la roche. La présence de sillimanite dans un échantillon très altéré et très hétérogranulaire (1s, tableau 8) suggère par contre une origine métasomatique avec départ de potassium. Un autre type de gneiss granitique, fréquent dans la région, est le gneiss oeillé (1y) qui est caractérisé par le développement local de gros cristaux de feldspath potassique.

Les gneiss à biotite (1bio) et à biotite et hornblende (1ho) sont beaucoup plus riches en plagioclase qu'en feldspath potassique. La proportion de biotite, qui peut être assez variable, donne à la roche une teinte tantôt gris clair tantôt gris sombre. Le rubanement n'y est cependant pas habituel, la composition variant peu sur l'affleurement mais plus d'un affleurement à l'autre. Certains lits sont très riches en minéraux accessoires.

La formation de Saint-Paul-du-Nord semble donc représenter une épaisse série détritique, peu différenciée, d'arkose et de grès feldspathique. Le peu de diversité et les variations latérales des faciès ne permettent pas d'avoir de coupe caractéristique.

Formation de Moulin à Baude (Sm)

La formation de Moulin à Baude (Rondot, 1977) est importante car c'est elle qui recèle les minéralisations en Cu et Ag observées aux Grandes Bergeronnes. Dans notre région, elle représente environ 10% des formations cartographiées. Le passage est graduel avec les couches de la formation de Saint-Paul-du-Nord sur lesquelles elle repose. Son épaisseur varie de 110 m, à l'est du lac Saint-Onge, à plus d'un kilomètre à l'ouest du même lac. La formation de Port-aux-Quilles qui la coiffe est transgressive comme l'atteste à cet endroit la présence de quartzite et de conglomérat de base. Des conglomérats ont aussi été notés dans le membre supérieur du Moulin à Baude, en particulier aux Grandes Bergeronnes (figure 21, Rondot, 1983).

Bien que l'alternance des faciès soit très variée, on peut distinguer deux membres dans le Moulin à Baude (figure 4), en particulier sur le flanc ouest du synclinal du lac à Jacques, à 12 km à l'ouest de Grandes Bergeronnes (Rondot, 1979), où des chemins d'accès aux lacs de la région permettent d'avoir une coupe de la formation dans des strates à pendage régulier; ils n'ont cependant

FIGURE 21 – Conglomérat dans la formation Moulin à Baude (Sma) à 2,5 km au NNW de Grandes Bergeronnes.

TABLEAU 8 – Formation de Saint-Paul-du-Nord (membre supérieur). Mode.

	Faciès	1l	1g	1y	1ho	1bio			1s
Minéraux		moy.	moy.		moy.	moy.	min.	max.	
Felsiques	Quartz	40	34	15	27,5	32	10	40	55
	Feldspath potassique	*37,5	32	48	22	16	4	25	32
		**m	m	m	m	m	—	—	m
	Plagioclase	*18	20	20	32,5	40	20	80	—
		**o,a	o	o	o	o,a			
Ferromagnésiens	OPX	—	—	—	—	—	—	—	—
	CPX	—	—	—	—	—	—	—	—
	HB	—	Tr	5	7	—	—	—	—
	Bio	1,5	7,5	7	8	10	3	18	1
	Musc.	Tr	—	—	—	Tr	—	—	5
	Gre	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sill.	—	—	—	—	Tr	—	—	3
	Cord.	—	—	—	—	—	—	—	—
Accessoires	Opaques	2	2,5	2	2	1	Tr	4	—
	Apatite	Tr	1	Tr	Tr	Tr	—	—	—
	Allanite	Tr	Tr	1	Tr	Tr	—	—	—
	Zircon	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	—	—	—
	Sphène	—	Tr	1	1	Tr	—	—	—
	Tourmaline	—	—	—	—	—	—	—	—
Altération	Altération	1	2	1	—	1	—	—	—
	Épidote	—	—	—	—	—	—	—	—
	Chlorite	Tr	1	—	—	—	—	—	4
	Séricite	—	—	—	—	—	—	—	—
	Scapolite	—	—	—	—	—	—	—	—
	Carbonate	—	—	—	—	—	—	—	—
	Granulométrie	1 mm	1,5	0,1 à 5	0,3 à 3	1 mm			0,1 à 5

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles: **m** = microcline; **o** = oligoclase; **a** = andésine; moy = moyenne;
1l = leptynite; **1g** = gneiss granitique; **1y** = gneiss granitique oeillé; **1ho** = gneiss à biotite et hornblende. **1bio** = gneiss à biotite; **1s** = gneiss granitique à sillimanite

TABLEAU 9A – Analyses chimiques. Formation de Saint-Paul-du-Nord (membre supérieur)

Faciès	1l	1g	1bio	1a	μd
Échantillon	980-1	810-4	980-12	980-9	975-9
		% en poids			
SiO_2	75,2	72,50	56,0	49,2	70,0
Al_2O_3	11,6	14,35	15,2	15,7	15,6
Fe_2O_3	2,12	0,86	8,82	10,6	2,66
FeO	(1)	0,51	(1)	(1)	(1)
MgO	0,15	0,17	2,69	7,76	0,75
CaO	0,34	0,75	4,66	10,2	2,68
Na_2O	2,17	3,73	3,92	3,15	5,50
K_2O	6,35	6,36	2,37	0,74	1,76
TiO_2	0,24	0,20	2,06	0,68	0,27
MnO	< 0,01	< 0,01	0,12	0,17	0,04
P_2O_5	< 0,03	0,02	0,93	0,06	0,10
S	0,01	0,02	0,11	0,01	0,01
PAF	0,51	0,70	1,17	1,10	0,71
Totaux	98,72	100,18	98,05	99,37	100,08

(1) = Compris dans Fe_2O_3; PAF = perte au feu; **1l** = leptynite; **1g** = gneiss granitique; **1bio** = gneiss à biotite; **1a** = amphibolite; **μd** = prototectonite.

9B – Analyse chimique Formation de Moulin à Baude (gneiss à biotite)

1bio
858-5
% en poids
68,8
14,4
1,72
1,54
1,33
2,40
4,50
3,35
0,27
0,06
0,12
0,02
1,05
99,61

pas été séparés lors de la cartographie. Le membre inférieur (Smb) montre une succession d'amphibolites et de gneiss felsiques, en bancs peu épais, de l'ordre du décimètre au mètre (figure 22). Dans le membre supérieur (Sma), les couches d'amphibolite sont plus épaisses et abondantes. Elles sont soit massives, soit hétérogènes (figure 23). Localement, très près du contact avec le Port-aux-Quilles, on observe un très fin litage dans ces couches (figure 24).

L'amphibolite (1a) est habituellement une roche massive, gris sombre, à grain moyen. Elle est composée en quantités presque égales d'andésine parfois altérée et de hornblende verte en partie localement transformée en cummingtonite. Les autres minéraux sont la biotite brune et les minéraux opaques (oxydes de fer et de titane).

FIGURE 22 – Alternance d'amphibolite et de gneiss felsique dans le membre inférieur du Moulin à Baude (Smb); affleurement à 12 km à l'ouest de Grandes Bergeronnes.

FIGURE 23 – Gros affleurement d'amphibolite hétérogène, membre supérieur (Sma) de la formation Moulin à Baude; affleurement à 2 km à l'ouest de la pointe nord du lac Saint-Onge (feuille « Petits-Escoumins »).

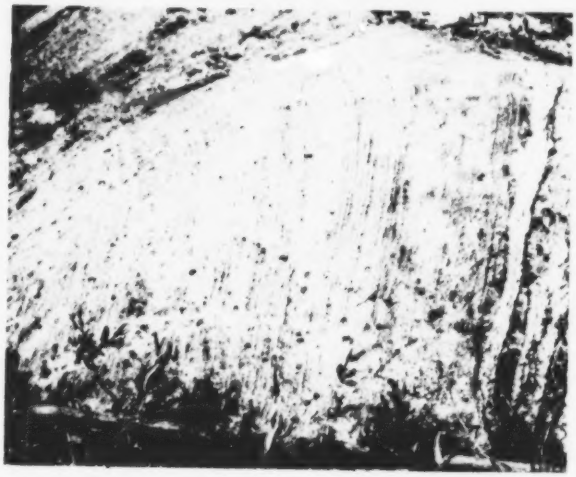


FIGURE 24 – Gneiss à biotite et hornblende finement lité, dans le Moulin à Baude; affleurement à 1,5 km au NE du lac Saint-Onge. Membre supérieur (Sma).

Certains échantillons contiennent un peu de quartz. Dans un échantillon, on remarque la présence d'hypersthène (OPX 1a, tableau 10). Certains échantillons sont tachetés de blanc; les taches de 1 à 5 mm sont allongées ou rectangulaires et contiennent localement des restes de plagioclase altéré (entre andésine et labrador); dans d'autres, le plagioclase est en mosaïque.

En bien des endroits, la formation de Moulin à Baude, bien que composée en majorité d'amphibolites, a un aspect très hétérogène qui ne semble pas dû uniquement à des phénomènes tectoniques ou métasomatiques mais plutôt à un dépôt primaire hétérogène (agglomérat, brèche volcanique?) (figure 25).

Les gneiss à hornblende (1ho) qui représentent une certaine proportion des couches sombres de la formation de Moulin à Baude contiennent du quartz en plus du plagioclase et de la hornblende (1ho, tableau 10).

En de nombreux endroits, on observe des amas importants de minéraux calcosilicatés et en particulier d'épidote et d'augite. Les amas sont très irréguliers et parfois recoupés par des intrusions felsiques (figure 26). La composition est très variée d'un échantillon à l'autre, aucun minéral en particulier n'étant caractéristique de ce type de roche (1b min. et max., tableau 10). Outre le quartz et le plagioclase, presque toujours altérés, les minéraux observés sont l'augite, la hornblende, la biotite, le grenat grossulaire, les minéraux opaques, le sphène, l'épidote, la zoïsite, la scapolite et la calcite.

Les gneiss pâles (1bio) de la formation de Moulin à Baude sont à biotite (tableau 9B). Ils contiennent du quartz et du plagioclase (oligoclase ou andésine). Quelques uns contiennent aussi une certaine proportion de microcline, d'épidote ou de hornblende (1b, tableau 10). Localement, ces gneiss sont très finement stratifiés avec séparation des lits riches en minéraux mafiques, en feldspath potassique ou encore en quartz et plagioclase (figure 27). Cette

TABLEAU 10 – Formation de Moulin à Baude. Mode.

	Minéraux / Faciès		1a moy.	1ho moy.	1b max.	min.	max.	1bio moy.	min.	max.	1s
Felsiques	Quartz		3,5	27	25	0	65	37	23	50	50
	Feldspath potassique	*	—	4	Tr	—	—	12,5	0	40	—
		**	—	m	m	—	—	m	—	—	—
	Plagioclase	*	45,5	48	20	0	35	36,5	10	55	25
		**	a	o	altéré	—	—	o,a	—	—	o
Ferromagnésiens	OPX		Tr	—	—	—	—	—	—	—	—
	CPX		—	Tr	15	0	50	—	—	—	—
	HB		43,5	18	5	0	40	1,5	0	7	—
	Bio		3,5	1	1	0	10	11	8	15	10
	Musc.		—	—	Tr	0	—	—	—	—	—
	Gre		—	—	1	0	10	—	—	—	—
	Sill.		—	—	—	—	—	—	—	—	8
	Cord.		—	—	—	—	—	—	—	—	2
Accessoires	Opaques		4	2	3	0	5	1,5	0	5	5
	Apatite		Tr	Tr	Tr	—	—	Tr	—	—	—
	Allanite		—	Tr	—	—	—	—	—	—	—
	Zircon		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sphène		Tr	Tr	2	0	5	Tr	—	—	—
	Tourmaline		—	—	Tr	—	—	—	—	—	—
Altération	Altération		Tr	—	1	—	—	—	—	—	—
	Épidote		—	—	21	0	80	Tr	0	3	—
	Chlorite		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Séricite		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Scapolite		—	—	6	0	45	—	—	—	—
	Carbonate		—	—	Tr	—	—	—	—	—	—
	Granulométrie		0,1 à 5		1,5	0,2 à 1	—	—	0,5	—	—	0,5

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles. **m** = microcline; **o** = oligoclase; **a** = andésine; moy. = moyenne; min. = minimum; max. = maximum;
1a = amphibolite; **1ho** = gneiss à hornblende; **1b** = gneiss à minéraux calcosilicatés; **1bio** = gneiss à biotite; **1s** = gneiss à biotite et sillimanite.

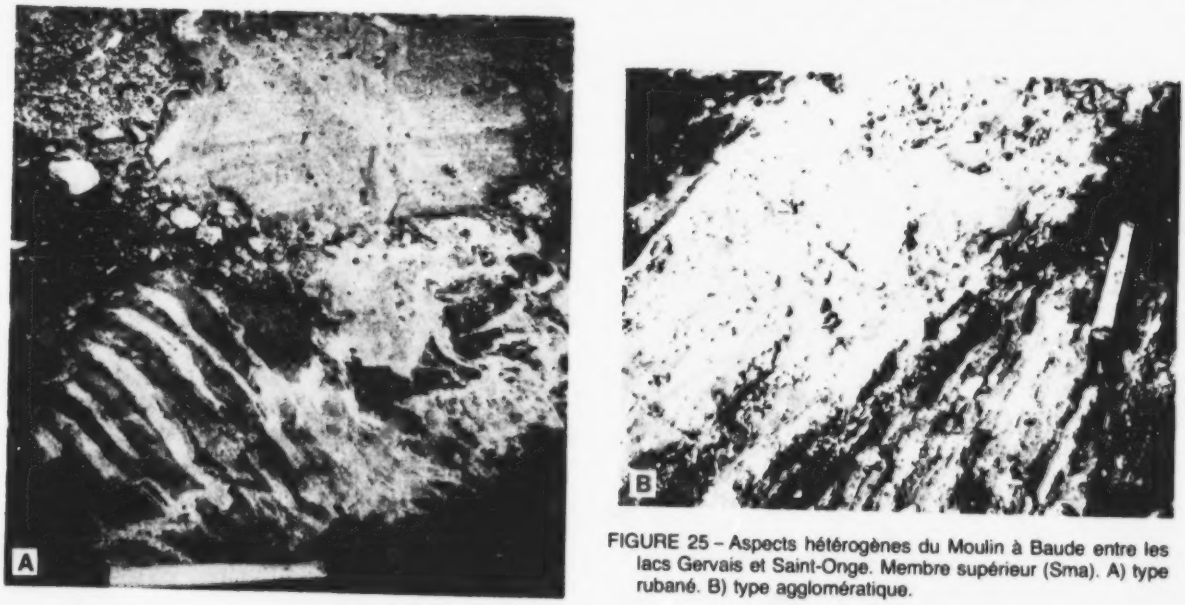


FIGURE 25 – Aspects hétérogènes du Moulin à Baude entre les lacs Gervais et Saint-Onge. Membre supérieur (Sma). A) type rubané. B) type agglomératique.

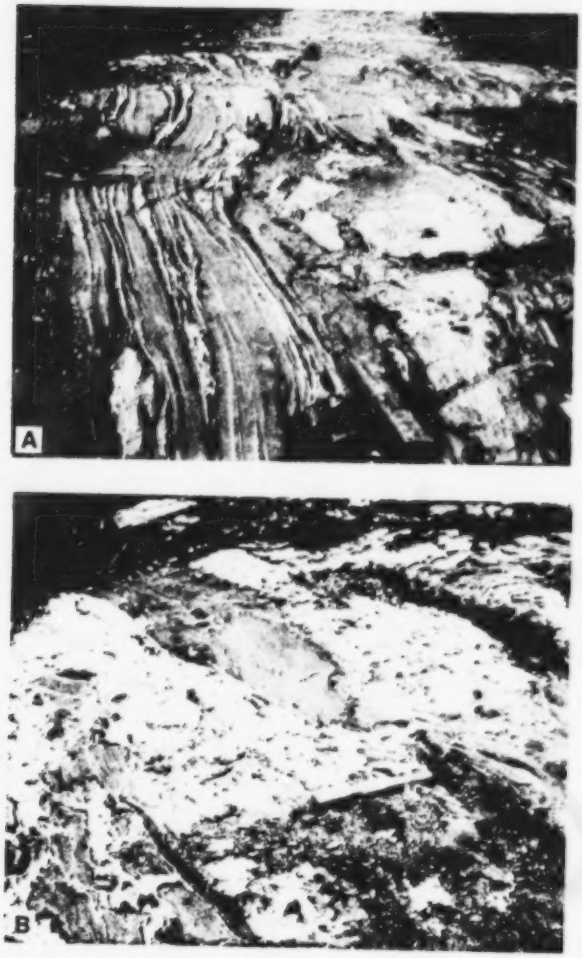


FIGURE 26 – Amas de minéraux calcosilicatés (surtout épidote) et intrusions felsiques dans les amphibolites du Moulin à Baude (Sma). A) à 1 km au sud du lac Rémi (feuille « Petits Escoumins »). B) à 1,5 km au sud du lac des Piliers.

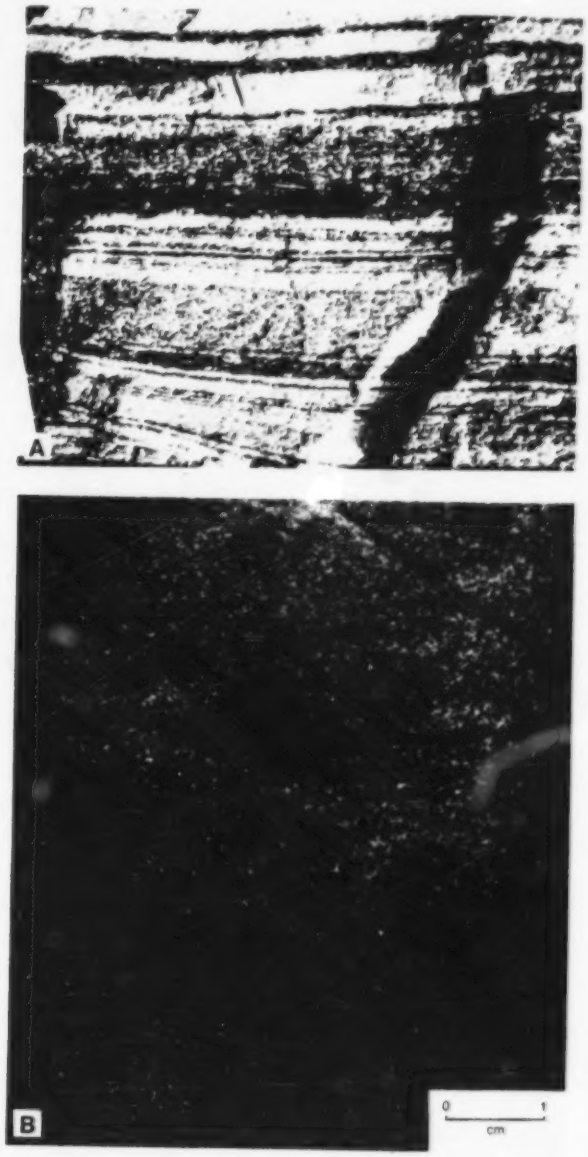


FIGURE 27 – Gneiss finement stratifié du Moulin à Baude (feuille Petits-Escoumins. Membre inférieur (Smb). A) gneiss rubané. B) gneiss finement stratifié.

fine stratification avec classement des minéraux (figure 27b) rappelle certaines roches du groupe de Montauban (Rondot, 1978b).

Un échantillon de gneiss à biotite et sillimanite (1s, tableau 10) a été récolté dans des gneiss riches en minéraux mafiques (biotite, hornblende). Son appartenance au Moulin à Baude n'est cependant pas certaine. Notons toutefois qu'on a déjà observé de la sillimanite associée à de la cordiérite en gros cristaux bleus, dans la formation du Moulin à Baude sur le chemin du lac du Pont Flottant, à un kilomètre au sud de l'extrémité SW de la région (Rondot, 1979a).

En conclusion, on peut estimer que la plus grande partie du Moulin à Baude représente des roches métavolcaniques comprenant des laves (amphibolites à taches claires, rectangulaires) et des tufs (gneiss finement stratifié et répartition régulière des minéraux par gravité). La présence assez constante de pyrite confirme aussi cette idée. On note cependant des différences avec le groupe de Montauban, au nord de Trois-Rivières. Dans ce dernier, la stratification est régulière et il y a des laves à coussin, indiquant un milieu marin. Dans le Moulin à Baude, au contraire, l'épaisseur des strates est irrégulière. On observe de nombreux affleurements hétérogènes (agglomérat, brèche?) et des conglomérats qui indiquent un milieu continental ou lagunaire. De plus, à la différence du groupe de Montauban, le Moulin à Baude repose sur une formation métasédimentaire.

Formation de Port-aux-Quilles (Ss)

Les différents paragneiss de la formation Port-aux-Quilles présentent, dans la région de Forestville–Les Escoumins, une disposition très semblable à celle de la coupe-type du lac Port-aux-Quilles, si l'on tient compte d'un métamorphisme légèrement plus élevé à cet endroit. Dans notre région, le Port-aux-Quilles, qui représente 5% des roches précambriennes, affleure largement. On peut y distinguer deux membres regroupant les faciès déjà observés à la coupe-type (Rondot, 1977). Il s'agit d'un membre inférieur (Ssc et Ssm) comprenant les quartzites, gneiss à muscovite, gneiss à sillimanite etc. . . de la plus grande partie de la formation et d'un membre supérieur (Ssv et Ssb, figure 4) comprenant des amphibolites et des quartzites (Ssb) et, des gneiss et des conglomérats à galets de quartzite et matrice calcosilicatée visibles au coeur du synclinal du lac Port-aux-Quilles, mais mieux développés à l'ouest du petit hameau de Baie-des-Bacon. La formation de Port-aux-Quilles occupe les coeurs des synclinaux les moins érodés de la région.

MEMBRE INFÉRIEUR (Ssc et Ssm)

L'épaisseur moyenne du membre inférieur (380 m) est assez semblable à celle de (482 m de la coupe-type, figure 4). Les faciès dominants y sont les quartzites et gneiss quartzeux (Ssc) et les leptynites et gneiss à sillimanite (Ssm).

Quartzite et gneiss quartzeux (Ssc)

À la base de la formation de Port-aux-Quilles, on observe un conglomérat (Cg) à plusieurs endroits, un quartzite (1c) à d'autres, en particulier dans le synclinal du lac Saint-Onge. Ce synclinal est assymétrique étant donné que le Moulin à Baude y est beaucoup plus épais à l'ouest du lac qu'à l'est. La présence d'un conglomérat (figure 28), à 500 m au nord-ouest de la pointe nord du lac Saint-Onge, nous fait penser que la formation de Port-aux-Quilles est transgressive. Un autre conglomérat est visible dans le synclinal du lac des Cèdres (feuille « Sault-au-Mouton », figure 29). Les galets de ces conglomérats sont des gneiss à grain moyen à grossier. Le ciment est constitué de grains de quartz, feldspath, micas et minéraux opaques de tailles très diverses. Les quartz atteignent 1 à 2 mm de diamètre (figure 30). Les plus petits éléments sont principalement des plagioclases (Cg, tableau 11).

Dans notre région, les quartzites à muscovite (1c) du Port-aux-Quilles sont habituellement bien stratifiés. Dans le synclinal du lac Saint-Onge, on distingue un niveau de base (figure 31a) d'épaisseur variable et correspondant

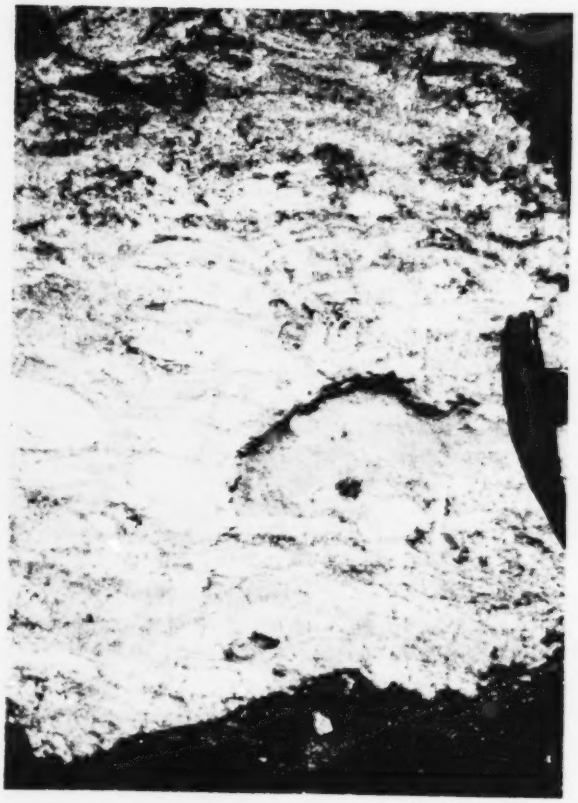


FIGURE 28 – Conglomérat à la base de la formation de Port-aux-Quilles (Ssc), affleurement à 500 m au NW du lac Saint-Onge, près de la ligne de transport d'énergie électrique.

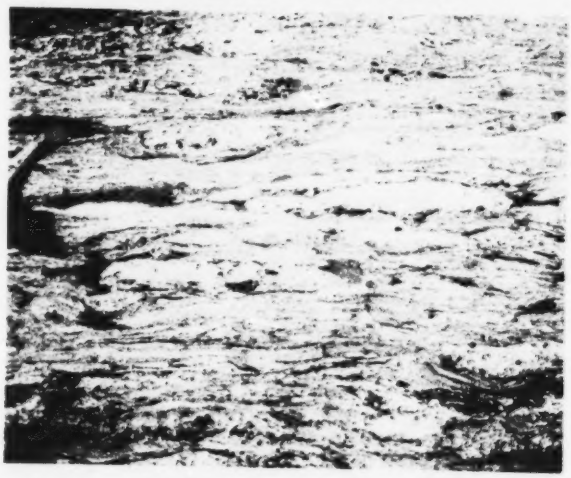


FIGURE 29 – Conglomérat à la base de la formation de Port-aux-Quilles (Ssc). Synclinal du lac des Cèdres à 5 km au nord de Sault-au-Mouton, le long de la ligne de transport d'énergie électrique.

au conglomérat de base, et un niveau moyen, assez épais et bien visible le long de la ligne de transport d'énergie électrique dans le sud de la feuille « Petits-Escoumins ». Le quartzite est assez pur pour que l'on puisse le distinguer des leptynites et des gneiss quartzeux. Dans le synclinal

TABLEAU 11 – Formation de Port-aux-Quilles (membre inférieur). Mode.

	Minéraux / Faciès		1c moy.	Cg	1l moy.	1bio moy.	1ho moy.	1gre	1m moy.	min.	max.
Felsiques	Quartz		81,3	60	46	32	15	55	44	30	60
	Feldspath potassique	*	7	5	26,5	18	—	—	9	0	30
		**	m		m	m	—	—	m	—	—
	Plagioclase	*	—	30	23,5	26	32,5	—	3	0	10
		**	—	—	o,a	altéré	—	—	—	—	—
Ferromagnésiens	OPX		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CPX		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	HB		—	—	—	—	30	—	—	—	—
	Bio		3,6	2	1	15	12,5	25	18	7	35
	Musc.		4,4	1	1	1	—	—	19	3	38
	Gre		—	—	—	—	—	20	—	—	—
	Sill.		(1)	—	—	—	—	—	(2)	0	5
	Cord.		—	—	—	—	—	—	—	—	—
Accessoires	Opaques		1,6	2	1	8	9	—	2	0	7
	Apatite		—	—	—	Tr	0,5	—	Tr	—	—
	Allanite		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Zircon		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sphène		—	—	—	Tr	0,5	—	Tr	0	3
	Tourmaline		—	—	—	—	—	—	—	—	—
Altération	Altération		—	—	1	—	—	—	3	0	7
	Épidote		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Chlorite		1,1	—	—	—	—	—	—	Tr	—
	Séricite		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Scapolite		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Carbonate		—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Granulométrie		>5	3	0,4	0,4	2	1	0,4 à 2		
							0,05				

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles. **m** = microcline; **o** = oligoclase; **a** = andésine; moy. = moyenne;
1c = quartzite à muscovite; **Cg** = conglomérat (matrice); **1l** = leptynite; **1bio** = gneiss à biotite; **1ho** = gneiss à hornblende et biotite; **1gre** = gneiss à grenat et biotite; **1m** = gneiss à muscovite et biotite.

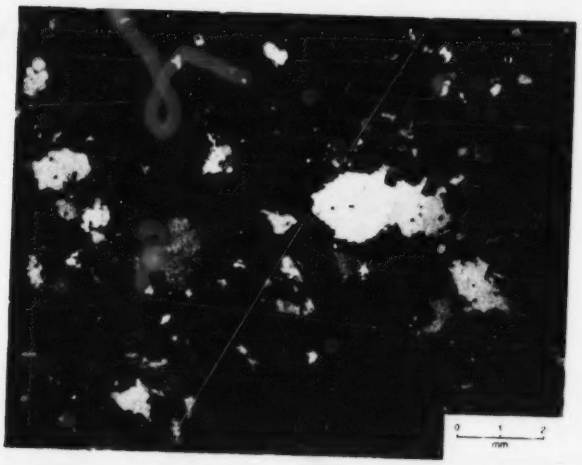
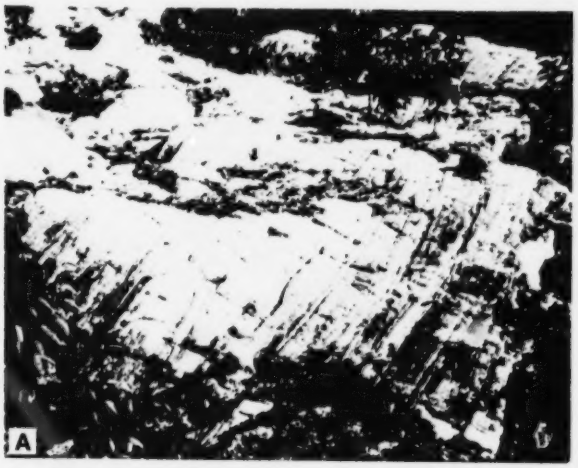


FIGURE 30 – Matrice dans le conglomérat du synclinal du lac Saint-Onge (Ssc). Membre inférieur de la formation de Port-aux-Quilles.

du lac des Cèdres, il est plus difficile de séparer les différents faciès. Localement, on y observe une très fine stratification (figure 31b) permettant d'obtenir la position du sommet.

Près de la côte, pratiquement tous les échantillons de quartzite contiennent de la muscovite en petite quantité, (tableau 11); l'autre minéral important, le microcline, représente jusqu'à 10% de la roche. À part les minéraux opaques, les autres minéraux sont la biotite et la chlorite. Cette association minéralogique, ainsi que la stratification primaire bien conservée et le grain souvent très fin, indiquent que le métamorphisme était relativement faible à cet endroit. Il l'est plus, au nord-ouest de la région, où les quartzites contiennent localement de gros grenats (1gre, tableau 11). Près de la côte la sillimanite est parfois totalement altérée. Elle est, par contre, bien cristallisée au NW de la région (figure 32).



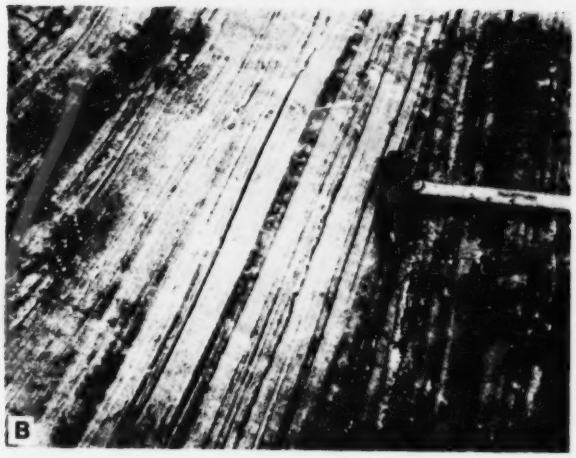


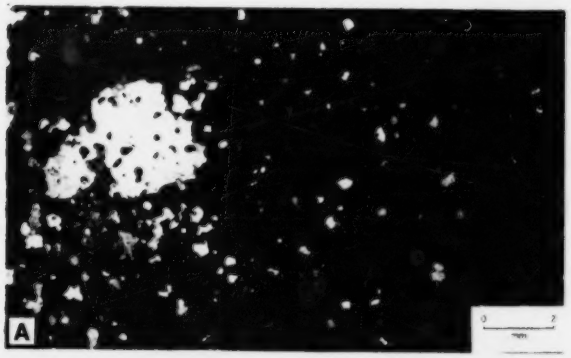
FIGURE 31 – Quartzite bien stratifié du Port-aux-Quilles (Ssc). A) à 600 m à l'est du lac Saint-Onge, le long de la route d'accès nord; B) à 5,2 km au nord du pont de la route 138, sur la rivière du Sault-au-Mouton.

FIGURE 32 – Gneiss quartzeux à sillimanite dans la partie NW de la région (feuille « Lac des Piliers »); affleurement à 700 m au nord du lac Rose. Membre inférieur de la formation de Port-aux-Quilles.

Leptynite, gneiss à muscovite, gneiss à biotite (Ssm)

Les autres faciès communs du Port-aux-Quilles contiennent une bonne proportion de feldspaths (oligoclase, andésine altérée, microcline) ou de micas (1l, 1bio, 1m, tableau 11). Le grain est habituellement très fin mais certains échantillons sont bien cristallisés, en particulier en ce qui concerne les feldspaths et la muscovite. Dans un grand nombre d'échantillons, la présence de grains de quartz de taille régulière et bien arrondis fait penser à une origine primaire (figure 33).

À la différence des leptynites (1l), dont la composition est assez semblable d'un échantillon à l'autre, avec près de 50% de quartz et une quantité à peu près égale de microcline et de plagioclase, les gneiss à muscovite et biotite (1m) ont des compositions assez variées. Les feldspaths, peu abondants et altérés, sont soit du microcline, soit de l'oligoclase. Biotite et muscovite représentent, en volume, de 18 à 55% de la roche. Certains échantillons contiennent de la sillimanite, un autre de la tourmaline. Les gneiss à biotite (1bio) sont différents de ces derniers par leur faible proportion de muscovite et leur grande quantité de minéraux opaques, (près de 10%), ce qui indique une plus forte proportion de fer dans le sédiment originel.



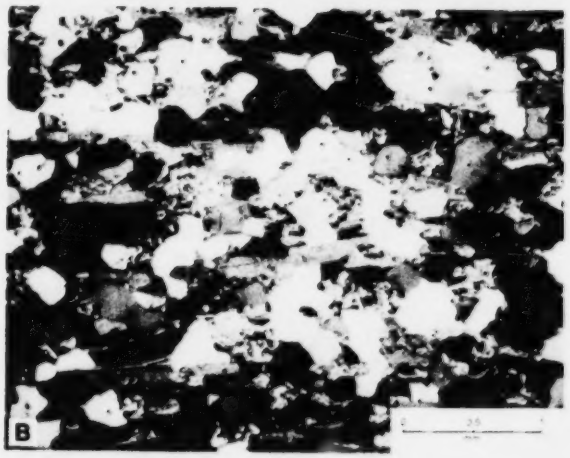


FIGURE 33 – Membre inférieur de la formation de Port-aux-Quilles (Ssm). A) leptynite (1l) dans le synclinal du lac des Cèdres (feuille « Saint-Paul-du-Nord »); B) gneiss à biotite (bio) dans le synclinal du lac des Cèdres (feuille « Sault-au-Mouton »).

Les gneiss nodulaires (1no, tableau 12A) représentent un faciès assez fréquent dans le Port-aux-Quilles. À certains endroits, comme à 1 km du lac Saint-Onge, les nodules de quartz et fibrolite sont très abondants et représentent près de 30% de la roche sur de grandes étendues (figure 34). Au microscope, on ne note pas de différences marquées dans la grosseur du grain entre la matrice et les nodules, mais une disparition assez brutale de tous les minéraux alcalins, microcline, biotite, muscovite; en fait, il ne reste que du quartz et de la sillimanite et très peu de minéraux opaques. On peut observer le passage des micas à la fibrolite soit à l'intérieur du cristal, soit sur les bords. La composition chimique de la roche entière semble située entre celle des leptynites et celle des gneiss à muscovite ou à biotite (1no, tableau 12A).

Les amphibolites (1a) et gneiss à hornblende et biotite (1ho), peu abondants dans le membre inférieur du Port-aux-Quilles, pourraient avoir des origines diverses. Certains gneiss à hornblende, par exemple, pourraient représenter un faciès de paragneiss plus riche en calcium mais contenant encore du quartz (1ho, tableau 11). Certaines roches riches en hornblende semblent, par contre, tout à fait étrangères à la sédimentation et pourraient être des métavolcanites; c'est ce que semble indiquer la composition chimique d'un échantillon riche en hornblende et biotite (1ho, tableau 12A). Cette composition contraste en effet avec celle des paragneiss dont on a parlé plus haut, aussi bien en ce qui concerne le SiO_2 que le fer, le magnésium, le calcium et surtout le titane.

Les pegmatites sont aussi un faciès du Port-aux-Quilles mais leur présence est surtout reliée à la structure qui a facilité leur prolifération aux coeurs des synclinaux, en particulier lorsque les faciès représentés sont les quartzites et les gneiss à muscovite.

FIGURE 34 – Membre inférieur de la formation de Port-aux-Quilles (Ssm). A) gneiss nodulaire (1no) à 1,2 km au NE du lac Saint-Onge; B) détail.

TABLEAU 12A – Analyses chimiques. Formation de Port-aux-Quilles (membre inférieur)

Faciès	1c	1m	1m	1no	1l	1ho	12B – (membre supérieur)
Échantillon	851-2	978-4	978-3	978-6	979-9	978-2	1b 978-11
	% en poids						% en poids
SiO_2	81,7	76,5	66,8	69,3	75,5	46,4	62,9
Al_2O_3	8,75	10,7	15,5	15,7	12,4	15,3	11,3
Fe_2O_3	0,59	4,61	6,35	4,63	1,34	14,7	2,77
FeO	0,32	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)
MgO	0,12	1,79	2,59	2,62	0,19	8,06	1,51
CaO	0,15	0,12	0,07	0,49	0,41	8,07	13,1
Na_2O	1,13	0,60	0,58	1,42	3,82	2,45	0,32
K_2O	5,78	2,86	3,98	4,59	4,15	1,05	1,06
TiO_2	< 0,1	0,45	0,81	0,49	0,15	2,06	0,45
MnO	0,01	0,04	0,05	0,03	< 0,01	0,19	0,17
P_2O_5	0,01	< 0,03	< 0,03	0,06	< 0,03	0,18	0,07
S	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04
PAF	1,02	1,82	3,72	2,61	0,41	1,61	4,50
Totaux	99,6	97,7	100,46	101,96	98,41	100,09	98,19

(1) = Compris dans Fe_2O_3;
PAF = perte au feu

1c = quartzite à muscovite; 1m = gneiss à muscovite et biotite; 1no = gneiss nodulaire; 1l = leptynite; 1ho = gneiss riche en hornblende et biotite; 1b = gneiss calcosilicaté.

MEMBRE SUPÉRIEUR (Ssv et Ssb)

Sauf erreur de cartographie, le membre supérieur du Port-aux-Quilles n'apparaît qu'à trois endroits dans la région de Forestville–Les Escoumins; dans les cayes de Pointe du Petit lac Salé, à 3 km au NE des Escoumins (feuille « Escoumins »); dans le synclinal de Baie-des-Bacon, à 2 km au NW de ce hameau; et au coeur du synclinal du lac des Cèdres (feuille « Sault-au-Mouton »).

L'**unité inférieure** (Ssv) de ce membre est formée de deux types de roches très contrastées: des amphibolites et des quartzites. À la coupe-type du lac du Port-aux-Quilles (figure 4), le membre a une quarantaine de mètres d'épaisseur; aux Escoumins (cayes de Pointe du Petit lac Salé), on n'observe que la partie supérieure de l'unité soit 10 m de quartzite et 20 m d'amphibolite. À Baie-des-Bacon, l'unité est plus épaisse mais là, l'alternance d'amphibolite et de quartzite est peut-être tectonique. Au synclinal du lac des Cèdres, les affleurements sont trop dispersés pour établir une succession.

L'**unité supérieure** (Ssb) comprend une variété de roches dont les plus caractéristiques contiennent des minéraux calcosilicatés (diopside, grossulaire, épidote, scapolite) et du microcline. La roche est habituellement hétérogène. Un conglomérat à galets de quartzite avait été signalé à la coupe-type de Port-aux-Quilles mais, à Baie-des-Bacon, il est spectaculaire. Épais d'une dizaine de mètres, il comprend des blocs atteignant 50 cm de diamètre (figure 35).

Au microscope, (tableau 13) on remarque que certaines amphibolites sont bien cristallisées, les prismes de hornblende atteignant jusqu'à 2 cm de longueur. On observe aussi de la cummingtonite et du plagioclase labrador dans les amphibolites à hornblende et cummingtonite (1ho). Certains gneiss sont très riches en biotite et contiennent de beaux cristaux de tourmaline (figure 36) et localement de la fibrolite (1bio, tableau 13). Le microcline présente une texture poecilitique. La biotite est verte ou brun pâle. La roche contient aussi de la muscovite.

Les gneiss riches en calcium sont très variés. Certains (1ab) contiennent du diopside et de la phlogopite en plus du microcline, du plagioclase et de l'épidote (1ab, tableau 13). Le grain y est plutôt fin, mais on observe des passages plus grossiers de diopside formant des traînées irrégulières plus résistantes à l'érosion. D'autres gneiss calcosilicatés (1b) sont riches en diopside et épidote. Les autres minéraux y sont en proportions très variables (1b, tableau 13); en particulier le microcline peut y être abondant ou totalement absent d'où une grande variété de teinte de la roche, allant du rose au vert ou au violet lorsqu'il y a de la scapolite altérée. Une analyse chimique d'un gneiss calcosilicaté (1b) confirme la richesse en calcium de ce type de roche (tableau 12B). Le grossulaire, parfois bien cristallisé, caractérise un autre faciès de roche calcosilicatée (1gre, tableau 13). La roche est hétérogranulaire et contient 6% de diopside, 4% de sphène, de 10 à 12% d'épidote et 18% de grenat.

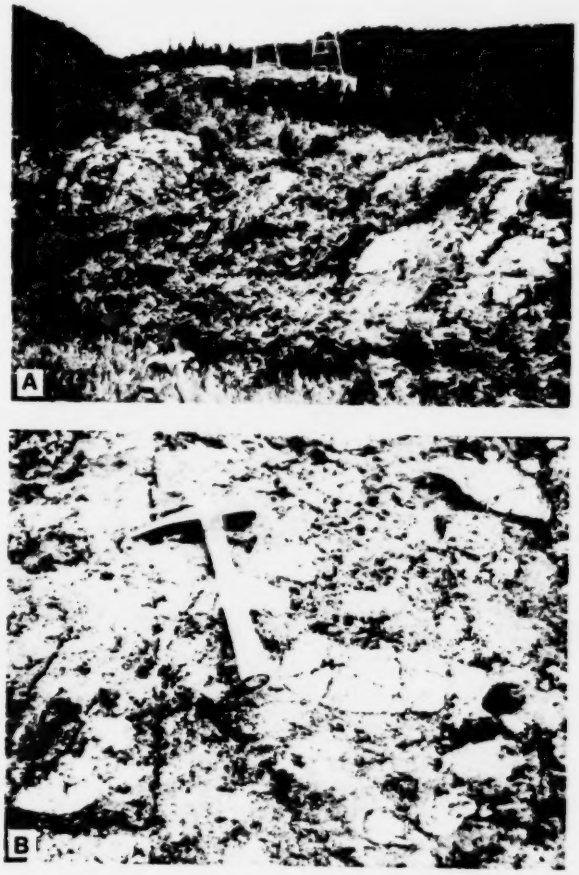


FIGURE 35 – Membre supérieur de la formation de Port-aux-Quilles (Ssb). A) conglomérat à 2 km au NW de Baie-des-Bacon; B) détail. Blocs arrondis et anguleux.

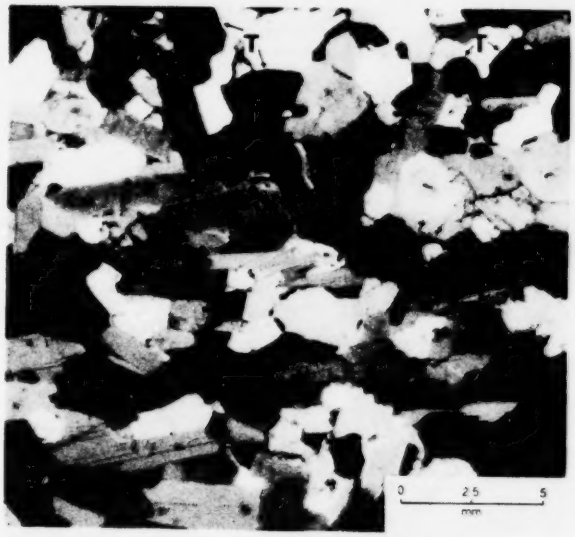


FIGURE 36 – Gneiss très riche en biotite et contenant de la tourmaline (T), synclinal du lac des Cèdres (feuille « Sault-au-Mouton »). Membre supérieur de la formation de Port-aux-Quilles (Ssb).

TABLEAU 13 – Formation de Port-aux-Quilles (membre supérieur). Mode.

	Faciès / Minéraux		1ho	1bio moy.	1ab moy.	1b moy.	min.	max.	1gre moy.	1l	1lp moy.	1cg
Felsiques	Quartz		—	21	7	21,6	10	30	12,5	40	30	10
	Feldspath potassique	*	—	9	20	10	0	45	43	35	45	30
		**	—	m	m	m	—	—	m	m	m	m
	Plagioclase	*	15	33	13	12,8	0	30	—	15	19	—
		**	l	o	alt.	alt.	—	—	—	o	o	—
Ferromagnésiens	cu		7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CPX		—	—	37	22,2	10	45	6	—	—	—
	HB		70	—	8	8,3	0	15	1	—	Tr	6
	Bio		5	21	13	—	—	—	—	—	Tr	35
	Musc.		—	3	—	—	—	—	—	2	Tr	—
	Gre		—	—	—	—	—	—	18	—	—	—
	Sill.		—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cord.		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Accessoires	Opaques		3	—		Tr	0	5	4	7	3	10
	Apatite		—	—		Tr	—	—	Tr	—	Tr	1
	Allanite		—	—		Tr	—	—	—	—	Tr	—
	Zircon		—	—		—	—	—	—	—	Tr	Tr
	Sphène		—	—		3,2	—	—	4	—	2	8
	Tourmaline		—	11		Tr	—	—	—	—	—	—
Altération	Non déterminé		—	—	—	—	—	—	—	1	1	—
	Épidote		—	—	2	10,8	5	20	10,5	—	Tr	—
	Chlorite		—	—	—	—	—	—	—	—	Tr	—
	Séricite		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Scapolite		—	—	—	5,3	0	20	—	—	—	—
	Carbonate		—	—	—	5,8	1	20	1	—	—	—
	Granulométrie		2	0,5	0,4	0,8	—	—	0,01 à 1	0,02 à 0,6	0,4 à 10	0,4 et 10

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles: **m** = microcline; **l** = labrador; **o** = oligoclase; **alt** = plagioclase altéré damouritisé; **cu** = cummingtonite; moy. = moyenne; min. = minimum; max. = maximum.
1ho = amphibolite à hornblende prismatique et cummingtonite bien maclée; **1bio** = gneiss à biotite et tourmaline; **1ab** = gneiss à augite et biotite; **1b** = gneiss calcosilicatés; **1gre** = gneiss à grossulaire; **1l** = leptynite; **1lp** = leptynite à phénocristaux; **1cg** = conglomérat riche en biotite.

Un faciès de cette unité qui rappelle ceux des strates sous-jacentes est la leptynite (1l). Un échantillon du synclinal de Baie-des-Bacon montre une très fine (0,02 mm) stratification soulignée par des lits de minéraux opaques dont les stratifications obliques indiquent la position du sommet (figure 37). Sa composition est celle d'une arkose relativement peu métamorphisée (1l, tableau 13). D'autres leptynites (1lp) du même endroit, ont par contre une origine douteuse à cause de la présence de gros cristaux d'oligoclase (zonés et maclés selon les lois de Carlsbad ou de Baveno) et de biotite altérée dans une pâte à grain très fin, riche en microcline (figure 38, et 1lp, tableau 13). Il peut s'agir d'un tuf à minéraux ou d'un fragment de porphyre, la roche se trouvant associée à un conglomérat.

Le conglomérat (1cg) contient des fragments très divers (figure 39a) et il est parfois difficile d'y distinguer la pâte des fragments (figure 39b). Au microscope, la distinction est plus aisée et indique que les fragments sont plus riches en quartz et feldspath et à grain plus fin que la pâte qui, elle, est plus riche en carbonates et minéraux calcosilicatés (figure 40).

Un échantillon montre un autre aspect du conglomérat où l'on observe surtout des fragments de quartzite dispersés dans une roche riche en biotite et sphène (1cg, tableau 13).

L'origine d'une telle association de gneiss calcosilicatés (figure 41), de conglomérats et de roches porphyriques est difficile à établir. Le gneiss à microcline et minéraux calcosilicatés et le conglomérat suggèrent une origine continentale ou lagunaire. Le gneiss a pu contenir primitivement du gypse et des chlorures de sodium et de potassium. D'autre part, les grands cristaux zonés et maclés semblent être associés à des phénomènes volcaniques. Les fragments anguleux indiquent que la source est proche.

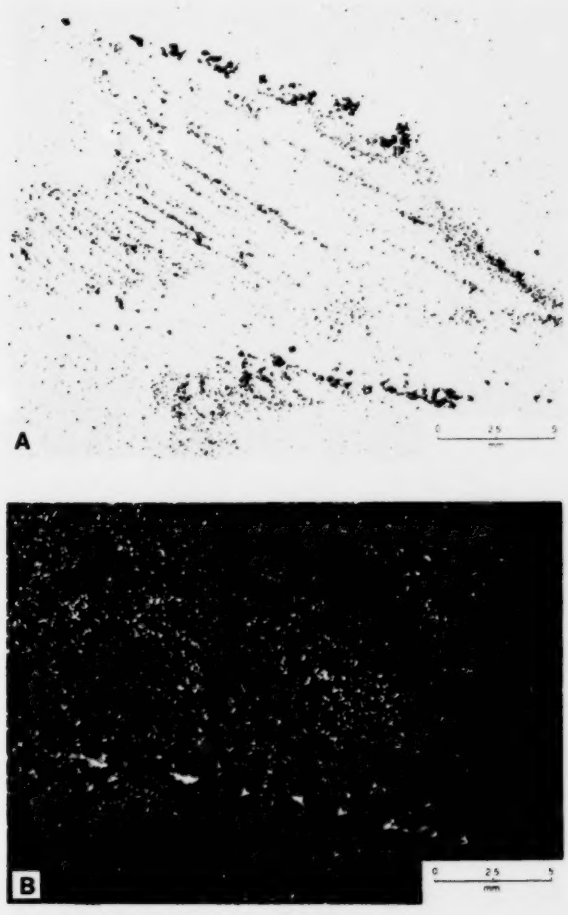


FIGURE 37 – Leptynite à grain très fin avec lits de minéraux opaques. La plaque mince est coupée presque parallèlement au litage. Synclinal de Baie-des-Bacon. Membre supérieur de la formation de Port-aux-Quilles. A) lumière naturelle; B) nicols croisés.

FIGURE 38 – Leptynite à minéraux. Phénocristal d'oligoclase (certains sont bien zonés et maclés) en bas à droite (ol) et biotite altérée, au milieu à droite (bio). Membre supérieur du Port-aux-Quilles (Ssb). Synclinal de Baie-des-Bacon. Nicols croisés.

FIGURE 39 – Conglomérat du membre supérieur de la formation de Port-aux-Quilles (Ssb). A) affleurement montrant une variété de fragments et peu de matrice; B) échantillon avec fragments de leptynite et quartzite et ciment avec gros grenats.

FIGURE 40 – Conglomérat du membre supérieur (Ssb) du Port-aux-Quilles. Fragments de leptynite (a) et de quartzite (b) dans une pâte calcosilicatée. Synclinal de Baie-des-Bacon.

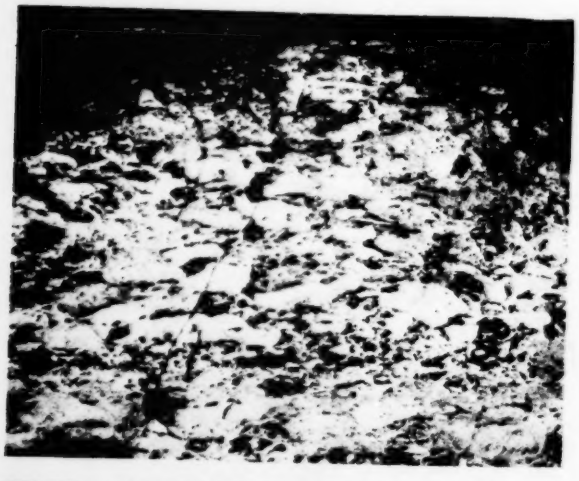


FIGURE 41 – Aspect hétérogène du gneiss calcosilicaté à Baie-des-Bacon. Faciès Ssb du Port-aux-Quilles.

Le coeur du synclinal du lac des Cèdres offre une succession différente de celle de Baie-des-Bacon. Les gneiss (Ssb) sont bien stratifiés mais très plissés (figure 42).

FIGURE 42 – Gneiss calcosilicatés rubanés du Port-aux-Quilles (Ssb). A) stratification; B) plissement dans le synclinal du lac des Cèdres.

On note à un endroit, la succession suivante, du sommet à la base:

- plus d'un mètre de gneiss nodulaire à sillimanite;
- 30 cm de gneiss à biotite et de pegmatite à tourmaline;
- 15 cm de gneiss calcosilicaté;
- 30 cm de gneiss bien lité, à calcosilicates variés (sous le marteau de la figure 42a);
- 20 cm de gneiss à biotite à grain fin;
- 4 cm de leptynite à grain fin;
- 80 cm de gneiss à biotite et sillimanite;
- 10 cm de leptynite;
- plus de 20 cm de gneiss à biotite lité, à grain fin.

La plupart de ces gneiss sont à grain fin, mais la dureté diffère et certains sont recristallisés. Le plissotement intense et la présence de structure en « M » indique le coeur du synclinal (figure 43).

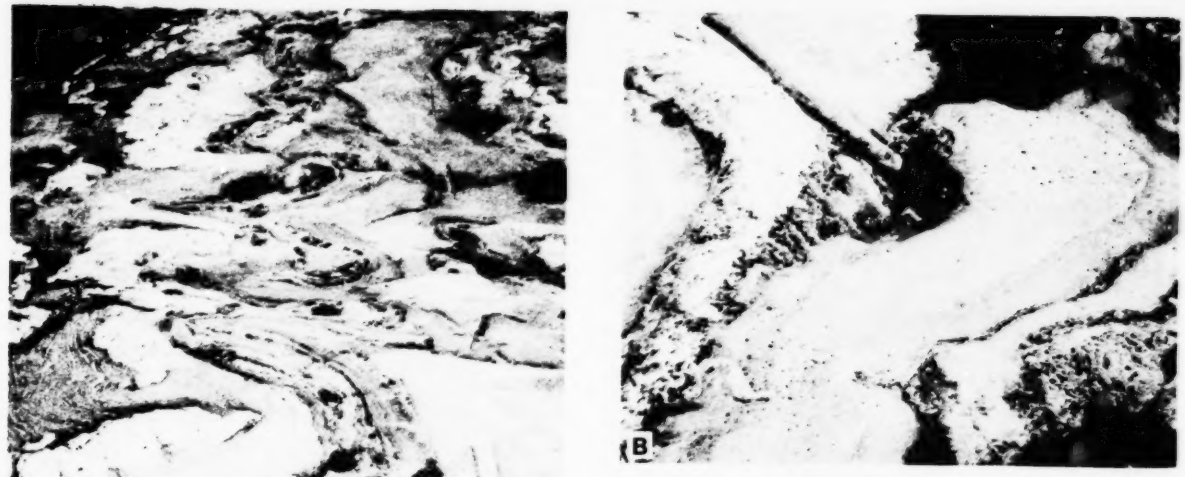


FIGURE 43 - Gneiss plissé du membre supérieur du Port-aux-Quilles (Ssb). A) plissotement en « M » au coeur du synclinal du lac des Cèdres; B) détail du plongement vers l'est de la linéation, (parallèle au manche du marteau) et de la recristallisation (parallèle au plan axial).

En résumé la formation de Port-aux-Quilles, bien que presque entièrement sédimentaire, pourrait être associée à un volcanisme de type alcalin pour expliquer la présence de gros cristaux d'oligoclase maclés Carlsbad et de biotite altérée. Cependant, ce volcanisme serait très localisé et relié soit à une période de rift (Khedr, 1984) soit à un panache mantellique (collines montérégiennes).

Roches intrusives

Les roches intrusives englobent des unités assez diverses que l'on peut grouper chronologiquement en: 1° des roches basiques à ultrabasiques (3g) ayant subi le métamorphisme régional; 2° des roches charnockitiques et granitiques (4, 5y, 5g), plus importantes, et généralement discordantes sur la structure régionale; et 3° des dykes (7u, 7d, 7c) reliés aux fractures récentes.

Diorite, gabbro et roches ultrabasiques (3g)

Les roches basiques métamorphiques apparaissent en petites masses dans la région, seules les trois plus importantes sont indiquées sur la carte: une dans la partie SW de la feuille « Petits-Escoumins », entre les lacs Gervais et Patrice; une au NW du synclinal du lac des Cèdres (feuille « Lac Sauniat »); une dans la partie NW de la feuille « Forestville ». Dans cette même feuille, les amphibolites massives du Moulin à Baude de la rivière Portneuf ont été cartographiées comme gabbros par les géologues de Soquem (Soquem, 1978b).

La petite intrusion de la feuille « Forestville », à 500 m à l'WNW du lac Croche, dont on a fait mention à propos de l'unité de base de la formation de Saint-Paul-du-Nord, a plus de 50 m de largeur et 200 m de longueur. Il s'agit en majorité de roches ultrabasiques dont les minéraux ferromagnésiens primaires ont été transformés en hornblende, cummingtonite et biotite localement chloritisée (3ga, tableau 14). Sur l'affleurement, on observe parfois des figures complexes dessinées par une proportion différente des minéraux, en particulier de la phlogopite, qui pourraient rappeler des textures primaires (figure 44). Une analyse chimique de cette roche confirme la grande proportion de fer et magnésium (3ga, tableau 15).

La petite masse gabbroïque (3gb) de la feuille « Lac Sauniat » (au milieu de sa limite sud) a au moins 200 m de diamètre. La texture subophitique est localement bien conservée. Elle est caractérisée par une grande proportion de biotite. Au microscope, on reconnaît des plagioclases primaires, zonés, avec marge d'inclusions, maclés suivant les lois de Carlsbad et de Baveno et diversement altérés. Les ferromagnésiens sont la hornblende avec inclusion de quartz, la biotite et les minéraux opaques (3gb, tableau 14). Les plagioclases ont jusqu'à 6 mm de longueur.

L'intrusion (3gc) de la feuille « Petits-Escoumins » (dans la partie SW de la feuille) affleure le long du chemin menant au lac du Bonhomme Michaud. La métadiorite quartzique (3gc) bien qu'assez métamorphisée, laisse voir des restes de plagioclase primaire, altéré, zoné et maclé

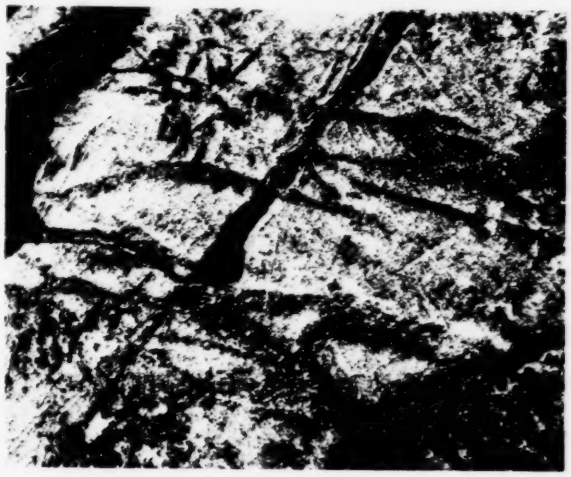


FIGURE 44 – Roche ultrabasique à l'WNW du lac Croche (feuille « Forestville »). Les dessins sont dus à une proportion plus grande de phlogopite. Faciès 3ga.

(Carlsbad et Baveno) de 3 mm de diamètre dans une matrice à grain très fin à quartz et microcline. Elle est riche en biotite, minéraux opaques, apatite et sphène.

La composition particulière de ces roches basiques à ultrabasiques, (grande proportion de biotite et minéraux accessoires) porte à les classer parmi les roches alcalines. On serait d'autre part tenté de les rapprocher des amphibolites de la formation de Moulin à Baude dont elles représenteraient les cheminées d'extrusion, à moins qu'elles ne soient encore plus récentes et associées aux roches extrusives du membre supérieur de la formation de Port-aux-Quilles.

Complexe plutonique du lac au Bonhomme Michaud (4, 5a)

L'intrusion, de type principalement charnockitique du centre sud-ouest de la région, a un contour assez régulier et occupe une surface de près de 100 km² (10 km dans sa plus grande largeur et 15 km dans sa plus grande longueur). La partie cartographiée, les 2/3 de la masse, représente environ 3% des roches de la région. Cependant à l'intérieur de ce périmètre, on observe une grande variété de roches, dont les paragneiss constituent des enclaves de tailles très variées, surtout dans la partie est du massif (figure 45).

Les roches les plus anciennes du complexe sont évidemment les paragneiss (l). Certains sont complètement recristallisés. Les quartz se rassemblent en longues ba-

TABLEAU 14 – Roches intrusives. Mode.

Minéraux	Faciès	3ga moy.	3gb moy.	3gc moy.	4 moy.	min.	max.	5a moy.	5y moy.	5g
Felsiques	Quartz	—	5	13	15	10	20	22,8	22,6	32
	Feldspath potassique { *—	—	—	10	10	5	15	32,3	35,8	50
	Feldspath potassique { **—	—	—	m	p	—	—	mp	mp	m
	Plagioclase { *1	55	50	55,3	48	63	31	28,8	10
	Plagioclase { **alt.	a	a	a	—	—	o	o	o
		An_{45}						anti	
Ferromagnésiens	cu	5	—	—	—	—	—	—	—	—
	CPX	—	—	—	1,3	0	6	—	—	—
	HB	85	12	2	5,5	1	13	2,5	2,4	—
	Bio	2	22	12	7	4	15	6,5	7,3	6
	Musc.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Gre	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Sill.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Cord.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Accessoires	Opaques	3	4	5	3,2	2	5	2,2	1,6	—
	Apatite	Tr	2	3	1,8	1	3	1,5	1	Tr
	Allanite	—	—	—	—	—	—	Tr	Tr	1
	Zircon	—	—	—	Tr	—	—	Tr	Tr	Tr
	Sphène	—	Tr	5	0,8	0	3	1,2	0,5	—
	Tourmaline	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Altération	Non déterminé	—	—	—	Tr	—	—	Tr	—	1
	Épidote	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Chlorite	4	Tr	Tr	—	—	—	—	—	—
	Séricite	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Scapolite	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Carbonate	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Granulométrie	3	0,5 et 6	0,5 et 3	0,3 et 10	0,3	1,5	1,5 et 30	2 et 20	5

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles: moy. = moyenne; min. = minimum; max. = maximum; **m** = microcline; **p** = perthite; **alt.** = altéré; **ant.** = antipersthite; **a** = andésine; **o** = oligoclase; **cu** = cummingtonite; **tr** = traces.
3ga = roche ultrabasique du lac Croche; **3gb** =métagabbros, feuille lac Sauniat-Sud; **3gc** = métadiorite quartzifère; feuille Petits-Escoumins; **4** = granodiorite vert du lac au Bonhomme Michaud; **5a** = adamellite grise du lac au Bonhomme Michaud; **5y** = granite porphyroïde; **5g** = granite de Bon-Désir.

guettes de 1 cm de longueur ou plus dans une matrice de feldspath à grain fin. Au coeur du massif, la roche à la teinte vert olive typique des roches charnockitiques. Les quartzites contiennent quelques grenats. On remarque aussi des gneiss bien cristallisés à grenat et sillimanite contenant aussi de la cordiérite, du spinel et du microcline.

La roche principale du complexe est une graniodorite (4) de teinte vert olive assez riche en minéraux ferromagnésiens (15 à 20%, figure 46a) et contenant des phénocristaux d'andésine zonés avec bordures d'oligoclase, maclés selon la loi de Carlsbad. Ces phénocristaux d'un demi-centimètre à plusieurs centimètres de longueur sont obscurcis par des nuages d'inclusions opaques. Un grand nombre d'échantillons indiquent un refroidissement relativement rapide ce qui indique une mise en place relativement peu profonde. Certains phénocristaux, maclés Carlsbad, sont dix fois plus longs (5 mm) que larges (0,5 mm) et baignent dans une pâte à grain très fin (0,3 mm). Les phénocristaux sont parfois tordus. Ailleurs, la roche est à grain moyen et il y a souvent recristallisation. Les autres minéraux sont: le quartz, la perthite, localement le clinopyroxène en partie ouralitisé, la hornblende, la biotite, les minéraux opaques, l'apatite et le sphène. L'abondance de ces deux derniers minéraux, en particulier l'apatite, est assez remarquable (4, tableau 14).

D'après leur composition, ces roches seraient des granodiorites (figure 6); cependant des roches semblables observées en enclaves dans le granite porphyroïde, en bordure du complexe, contiennent de l'hypersthène au lieu de biotite (figure 46b) et seraient des opdalites de la série charnockitique.

Un autre faciès commun du complexe est représenté par une adamellite grise (5a), intermédiaire entre les roches charnockitiques et les granites; sa teinte est grise à rose et les phénocristaux sont soit des oligoclases, soit des

TABLEAU 15 – Roches intrusives. Analyses chimiques.

Faciès Échantillon	3ga 974-5	5y 973-6	5g 858-1	7da 975-10a	7db 975-10b	7c 253-1l
			% en poids			
SiO_2	48,9	63,9	73,15	52,2	65,9	26,1
Al_2O_3	9,26	14,7	12,9	13,3	14,2	6,70
Fe_2O_3	12,6	6,73	0,76	12,8	5,8	3,44
FeO	(1)	(1)	1,74	(1)	(1)	(1)
MgO	17,4	1,36	0,21	3,71	1,24	1,93
CaO	9,39	2,50	0,95	6,34	2,74	29,7
Na_2O	1,26	3,72	3,00	3,09	3,17	0,17
K_2O	0,46	4,25	5,35	2,20	4,03	3,81
TiO_2	0,63	1,10	< 0,1	3,44	1,06	0,47
MnO	0,20	0,07	0,02	0,13	0,06	0,38
P_2O_5	< 0,03	0,40	0,02	1,65	0,31	0,17
S	0,01	0,08	0,03	0,25	0,04	0,32
PAF	1,51	1,08	0,63	0,96	0,61	25,4
Totaux	101,65	99,89	98,76	100,07	99,1	98,59

(1) = compris dans Fe_2O_3; PAF = perte au feu;

3ga = roche ultrabasique, WNW du lac Croche; **5y** = granite porphyroïde, route de la rivière du Sault-aux-Cochons, feuille Forestville; **5g** = granite des Escoumins; **7da** et **7db** = diabase de Forestville; **7c** = carbonatite, ruisseau Ruelle, feuille Forestville.

microclines perthitiques zonés. La proportion relative des plagioclases et des feldspaths potassiques est très variée d'un point à l'autre du massif, la roche passant de la granodiorite au granite. On note encore une proportion relativement importante de sphène et d'apatite et la présence presque constante de hornblende et d'oxydes opaques accompagnant la biotite. Les minéraux ferromagnésiens et accessoires représentent environ 15% du volume de la roche (5a, tableau 14). Ce type de roche montre la transition entre la roche sombre de type charnockitique et le granite porphyroïde légèrement plus récent.

FIGURE 45 – Enclave de paragneiss (quartzite, gneiss à sillimanite) dans une roche charnockitique du massif du lac au Bonhomme Michaud.

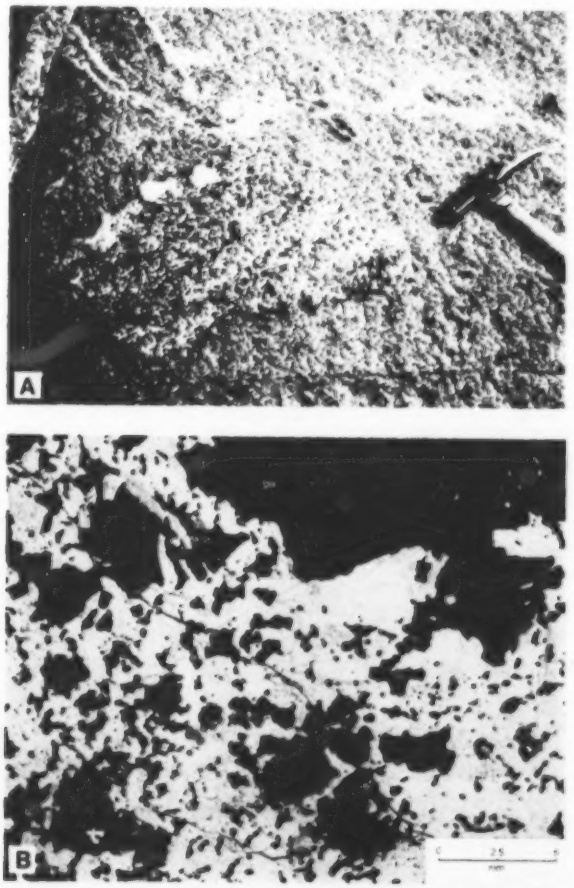


FIGURE 46 – Granodiorite du complexe du lac au Bonhomme Michaud (unité 4). A) aspect de la roche mésocrate en affleurement au SE du lac; B) plaque mince d'opdalite en enclave (SE de la feuille « Lac des Piliers »).

Granite porphyroïde (5y)

Le granite porphyroïde (5y) représente environ 2% des roches de la région. À la différence des granitoïdes du massif du lac au Bonhomme Michaud, on le rencontre un peu partout dans la région, soit en petites intrusions non cartographiables, soit en masses plus importantes, en particulier dans le centre de la région.

Le granite porphyroïde est une roche grise à rose, mésocrate avec 10 à 15% de minéraux ferromagnésiens, (hornblende, biotite) et de minéraux opaques. La composition globale est très proche de celle du faciès acide (5a) du complexe du lac au Bonhomme Michaud (figure 6). Les minéraux accessoires sont relativement abondants, apatite, sphène, allanite, zircon. Le quartz représente de 15 à 30% de la roche (5y, tableau 2). Les phénocristaux, qui caractérisent le granite sont rarement bien formés, la plupart ayant été fragmentés ou en partie granulés par des déformations subséquentes. Certains cristaux ont cependant gardé une partie de leur caractères primitifs: zonation des perthites par des couronnes successives de fines inclusions plagioclasiques, macles de Carlsbad des deux feldspaths etc. . . Les phénocristaux sont soit du microcline, soit de l'oligoclase suivant la composition de la roche (figure 47).

Dans le coin SE de la feuille « Lac des Piliers », le granite porphyroïde contient des enclaves de roches charnockitiques aussi bien que de paragneiss (figure 48). Ces derniers abondent aussi au coeur des grands massifs granitiques.

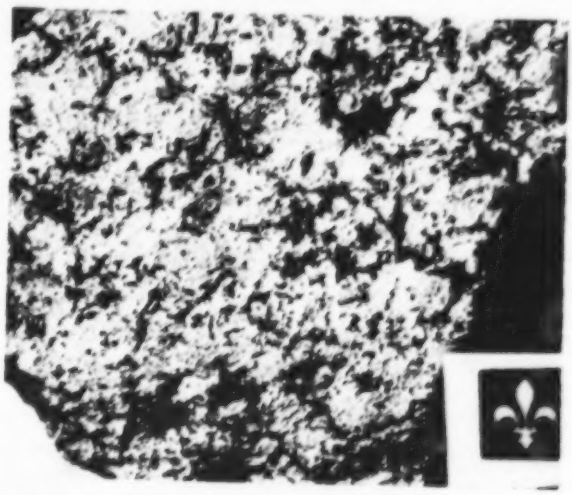


FIGURE 47 – Granite porphyroïde (unité 5y) sur la feuille « Petits-Escoumins », à 5,5 km de ce lieu. Le carré noir mesure 1 cm de côté.

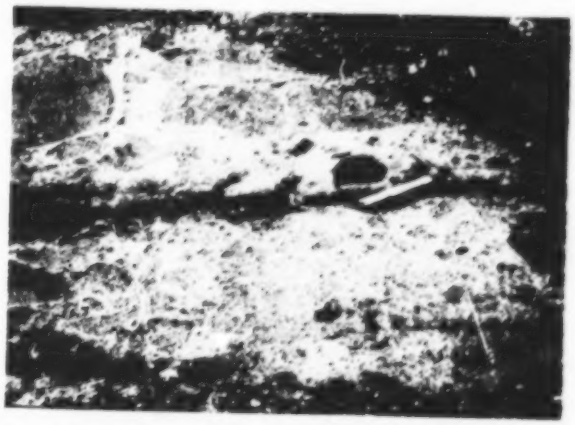


FIGURE 48 – Enclaves de paragneiss et de roches charnockitiques dans le granite porphyroïde (5y). Lac des Épinettes (feuille « Lac des Piliers »).

Granite de Bon-Désir (5g)

Dans la partie sud de la région, on remarque le long d'une route secondaire, des affleurements importants d'une roche granitique très homogène, à gros cristaux de quartz subautomorphes. Les limites de cette masse ne sont pas très précises, aussi, toutes les roches granitiques affleurant le long de la côte jusqu'aux Escoumins sont considérées comme faisant partie du massif.

Le granite est à grain moyen à grossier et a une composition plus acide que le granite porphyroïde (5g, tableaux 14 et 15). Le quartz, le microcline et l'oligoclase forment 92% de la roche (figure 49). Le minéral ferromagnésien est la biotite et on remarque une certaine proportion d'allanite. La granulation a affecté une partie du massif.

Dykes de diabase et roches ultramafiques (7)

Plusieurs dykes de diabase, (7d) (le terme de diabase indique qu'il s'agit de roches filonniennes ayant cristallisées à des profondeurs relativement faibles) sensiblement NS, ont été reconnus au cours de la cartographie; l'un (7d) à l'extrémité nord de la région sur la feuille du « Lac Sauniat », un autre (7dr) près de la pointe sud du lac Romaine, un troisième (7dp) de 30 m d'épaisseur,

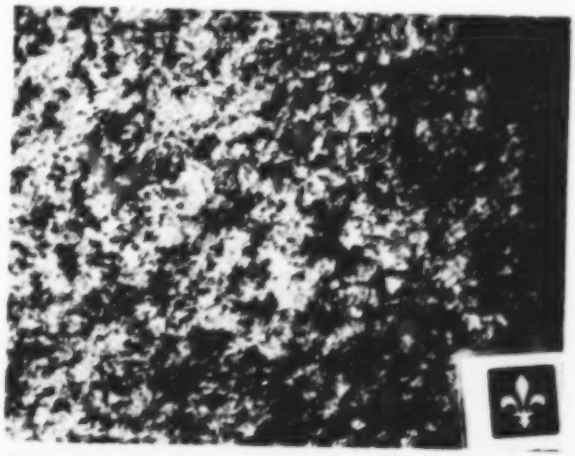


FIGURE 49 – Granite de Bon-Désir (5g). Carrière le long d'une route secondaire à la 138 et menant aux Grandes Bergeronnes.

localement tectonisé (figure 50), à 4 km à l'ouest du lac des Piliers, le long d'un chemin forestier et enfin un quatrième (7da, 7dm, 7db) le long de la ligne de transport d'énergie électrique à 10 km à l'WSW de Forestville. Ce dernier affleurement est assez particulier car, sur 10 m de distance, on y remarque plusieurs faciès représentant des venues magmatiques successives (figure 51). Deux autres dykes de roches plus basiques (7du, dv) affleurent le long du Saint-Laurent entre les Escoumins et les Petits-Escoumins (feuille « Petits-Escoumins »). Ils sont très altérés et déformés.

La composition minéralogique de ces dykes n'est pas uniforme d'un échantillon ou d'un affleurement à l'autre (tableau 16). Le plus gros dyke, celui de la feuille du « Lac des Piliers » (7dp, tableau 16) est celui qui se rapproche les plus des diabases typiques (roches intrusives basiques en filons et à texture ophitique). La roche est homogène, massive et composée pour moitié de plagioclase (labrador) et pour moitié de minéraux ferromagnésiens, d'oxydes opaques et d'apatite. Les plagioclases en baguettes ne dépassent guère 2 à 3 mm de longueur et contiennent de nombreuses inclusions. Le clinopyroxène est bourré de fines inclusions opaques qui rendent difficile son identification. L'orthopyroxène est clair et bien cristallisé (1 mm de diamètre). Il est entouré de biotite très abondante et accompagné de minéraux opaques et d'apatite en fines baguettes.

La diabase du lac Romaine (7dr) est plus altérée. On y observe des petites baguettes de plagioclase vingt fois plus longues que larges. Certaines ont les extrémités tordues. Les macles de Carlsbad sont communes dans le plagioclase de ces dykes.

La diabase de Forestville (7da, 7dm, 7db) est inhabituelle. Sur plus de 10 m, la composition et la grosseur du grain varient beaucoup (7da et 7db, tableaux 15 et 16; 7dm représente une composition minéralogique intermédiaire). La roche contient du quartz et une petite quantité de feldspath potassique. Le faciès mélanocrate (7da) est à grain fin mais contient quelques phénocristaux d'andésine noire (figure 52) atteignant localement 1 cm de longueur. Le faciès mésocrate (7dm) à leucocrate (7db) n'est pas homogène et les minéraux sont sensiblement équigranulaires.

Les deux dykes des Petits-Escoumins (7du et 7dv) sont presque perpendiculaires l'un à l'autre. Le plus septentrional, près des îlets Boisés, a 60 cm à 1 m d'épaisseur. La roche est gris sombre et pyriteuse; le minéral felsique secondaire, clair et très maclé, semble être de l'oligoclase (7du, tableau 16). Les minéraux ferromagnésiens, très fins, sont difficilement identifiables (chlorite, actinote, oxydes opaques, etc. . .). Les carbonates sont abondants (dolomite, calcite). Le sphène est le minéral accessoire le plus remarquable. Le dyke méridional, sensiblement E-W est le plus épais (10 m) et très fracturé. On y observe plusieurs faciès dont des roches ultramafiques à biotite et trémolite. Une plaque mince (7dv, tableau 16), indique que la roche contient une certaine quantité de

FIGURE 50 – Dyke de diabase (ensemble de la photographie) en partie tectonisé (moitié gauche de la photo). Unité 7d.

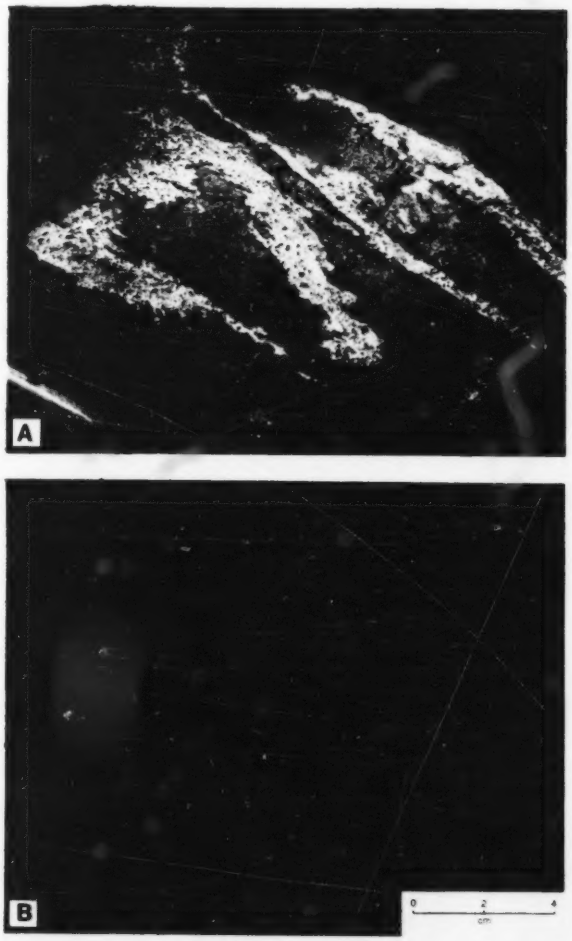


FIGURE 51 – Dyke de diabase (7d), (feuille « Forestville »). A) faciès leucocrate et mésocrate à l'affleurement; B) détail de la structure ophitique du faciès mésocrate. En haut à droite et en bas à gauche, contact avec l'autre faciès.

TABLEAU 16 – Dykes de diabase. Mode.

	Faciès		7dp	7dr	7da	7dm	7db	7du	7dv
Minéraux									
Felsiques	Quartz		—	10	10	13	20	—	30?
	Feldspath potassique	*	—	10	5	12	20	—	—
		**	—	—	—	—	—	—	—
	Plagioclase	*	50	40	50	47	45	23	—
		**	i	a	a	a	o	o	—
				An_{40}	An_{35}	An_{35}			
Ferromagnésiens	OPX		15	—	—	—		—	
	CPX		10	2	7	—	—		—
	HB		—	10	—	6	4		tré 30
	Bio		15	20	20	20	7		ph. 20
	Musc.		—	—	—	—	—		—
	Gre		—	—	—	—	—		—
	Sill.		—	—	—	—	—		—
	Cord.		—	—	—	—	—		—
Accessoires	Opaques		7	6	7	5	3	3	3
	Apatite		3	2	1	—	Tr	—	—
	Allanite		—	—	—	—	Tr	—	—
	Zircon		—	—	—	—	Tr	—	—
	Sphène		—	—	—	2	Tr	—	—
	Tourmaline		—	—	—	—	—	—	—
Altération	Non déterminé		—	—	—	—	—	70	—
	Épidote		—	—	—	—	—	—	—
	Chlorite		—	—	—	—	—	—	17
	Séricite		—	—	—	—	—	—	—
	Scapolite		—	—	—	—	—	—	—
	Carbonate		—	—	—	—	—	—	—
	Granulométrie		0,2 à 2	0,1 et 10	0,1 et 10	0,3 et 4	1,5	—	—

* Valeurs estimées en pourcentage de volume;
** Symboles. **i** = labrador; **a** = andésine; **o** = oligoclase; **tré.** = trémolite; **ph** = phlogopite; **tr** = traces.
7dp = dyke du lac des Piliers; **7dr** = dyke du lac Romaine; **7da, 7dm, 7db** = dyke de Forestville; **7du et 7dv** = dykes des Petits-Escoumins.

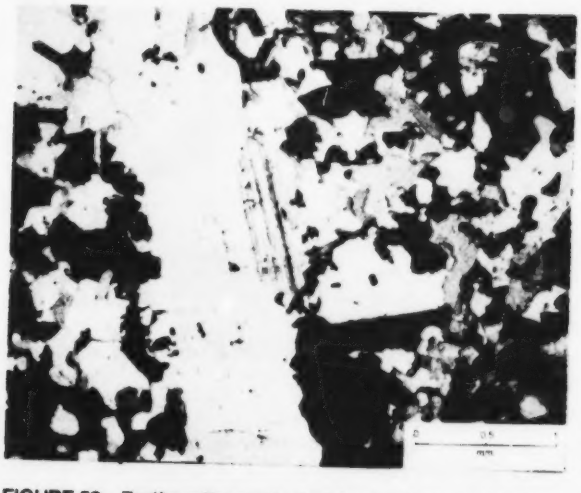


FIGURE 52 – Faciès mélanocrate du dyke de diabase. Détail de la structure ophitique. Photo de plaque mince entre nicols croisés.

minéraux felsiques (quartz?). La roche contient de nombreux filonnets de quartz et de dolomite. Les ferromagnésiens sont la trémolite, la phlogopite et la chlorite.

Un dyke de carbonatite grise à grain fin de plusieurs décimètres d'épaisseur s'insinue dans la brèche d'une faille importante de direction ENE, en direction de Forestville, au passage du ruisseau Ruelle. La composition chimique confirme la grande quantité de carbonate (7c, tableau 15).

Tectonique

Les roches de la région ont subi de nombreuses déformations d'autant plus que les roches sont plus anciennes. Les premières affectent d'abord le complexe de Tadoussac puis les roches de couverture, provoquant plissements et métamorphisme pendant au moins deux périodes majeures. La période reliée à l'événement grenvillien, est surtout responsable de la rétromorphose et de la déformation ductile puis cassante. Une période de faillage est reliée à l'ouverture océanique de la fin du Précambrien tandis que la compression, dûe au soulèvement tectonique des Appalaches puis à l'effondrement de la vallée du Saint-Laurent, n'affecte que la zone côtière.

Plissements

L'allure générale des roches précambriennes de la région, soulignée par les lignes structurales et les contours géologiques, est caractérisée par des dômes amples entourés de bassins étroits où seul le complexe du lac au Bonhomme Michaud paraît discordant. Les lignes structurales, qui suivent les foliations et les changements de composition du soubassement et des roches de couverture, sont sensiblement parallèles ce qui suppose un réarrangement lors d'une déformation majeure. Il n'y a pas de directions nettement dominantes dans les plissements. Le dôme anticlinal principal, en forme de coeur, est situé au centre-ouest de la région. Les pendages y sont très faibles comparativement à ceux des roches du groupe de Saint-Siméon. Il ne semble pas qu'il y ait répétition tectonique des roches de ce groupe par failles ou chevauchement, mais seulement plissements intenses au coeur des synclinaux (figure 42B). Au moins deux directions de déformation sont nécessaires pour produire cette structure en dômes et bassins fermés, ou plutôt une compression sous contraintes diverses successives. Des traces de plans axiaux WNW et NE sont suggérées par les alignements structuraux. La pointe de nombreux synclinaux étant dirigée vers l'WNW, alors que l'autre extrémité est plus abrupte, indique que le plan axial à tracé NE devrait être déversé vers le NW.

Métamorphisme

Bien qu'il corresponde au faciès amphibolite, le métamorphisme de la région est relativement peu élevé. La muscovite est stable dans la plupart des synclinaux où l'on observe de nombreuses structures sédimentaires primaires, ainsi que de la hornblende bleue (entre actinote et hornblende verte), de la cummingtonite, de l'épidote, de la zoïzite, etc. . .

À l'opposé, au coeur des anticlinaux, les roches du faciès charnockitique se sont développées de manière sporadique, indiquant un phénomène tardif en surimpression dans des roches déjà métamorphiques (complexe de Tadoussac). On note aussi un degré de métamorphisme plus élevé à l'ouest où les paragneiss contiennent communément du grenat tandis qu'à l'est, la muscovite est abondante.

L'aspect général du complexe du lac au Bonhomme Michaud (contour relativement bien délimité, nombreuses enclaves de paragneiss, faciès de contact à refroidissement rapide, phénocristaux et pâte à grain fin de la plupart des échantillons, différents faciès intrusifs), suggère que l'intrusion a percé les roches sous une couverture de quelques kilomètres seulement. Les pegmatites, très abondantes dans la région, sont situées principalement au coeur des synclinaux et près de la zone où débute la fusion partielle dans les paragneiss.

Une rétromorphose assez générale a affecté la région grenvillienne. Les plagioclases sont souvent altérés, damouritisés tandis que les minéraux ferromagnésiens sont localement chloritisés. Ce phénomène est sans doute relié aux déformations ductiles attribuées à l'orogénie grenvillienne.

Déformation ductile

À la déformation plastique qui a donné lieu aux plissements a succédé, à une époque qui peut être très différente (Erdmer, 1984), une période de déformation ductile. Pour la nomenclature des roches ayant subi ce type de déformation, on peut se référer à Wise et al (1984) en remplaçant toutefois le terme de « mylonite » qui signifie broyé, pulvérisé par celui de « tectonite ». Le terme « tectonite » représentant une roche déformée mécaniquement à quelque degré que ce soit, le fait de lui adjoindre un préfixe, restreint sa signification sans qu'il y ait incompatibilité étymologique comme avec le terme de mylonite pour désigner des roches à recristallisation fine et non pulvérisation. Nous utiliserons donc le terme de « prototectonite »: pour désigner une roche à grain très fin ou aphanitique se rapprochant des pseudotachylites mais irrégulièrement foliée; le terme « d'orthotectonite », pour une roche à grain très fin, bien foliée et ayant localement conservé 10 à 50% des cristaux d'origine; celui « d'ultratectonique », pour une roche recristallisée à grain fin ($< 0{,}5$ mm) contenant moins de 10% des cristaux d'origine et passant au gneiss oeillé du dynamométamorphisme.

Des zones de déformation ductile ont été observées à divers endroits dans la région. Ce sont des zones relative-

ment étroites qui n'ont pas été suivies longitudinalement lors de cette cartographie de reconnaissance. Les sites les plus spectaculaires, où ces types de déformation ont été observés, sont indiqués sur la carte. Les types de déformation ductile sont variés dans la région depuis un étirement dextre, très local, de la roche le long d'un plan NW (figure 53), à une déformation plus importante touchant un plus grand volume de roches (figure 54).

Les sites observés sont répartis dans toute la région; ainsi, près de son extrémité ouest, on observe un gneiss quartzeux à petits cristaux arrondis de feldspath potassique dans une pâte fluidale, principalement quartzeuse et à grain très fin (figure 55). Dans la même feuille « Lac des Piliers », un gros dyke de diabase déjà mentionné est en partie tectonisé, avec déformation NW dextre (figure 56).

Le long du Saint-Laurent, de l'anse à la Cave en direction NNE, on observe plusieurs sites de prototectonite ayant l'aspect et la teinte sombre des pseudotachylites mais une foliation fluidale très marquée (figure 57). La

FIGURE 53 – Étirement dextre dans les migmatites du complexe de Tadoussac, au nord de la rivière des Cèdres (feuille « Lac Sauniat »).

FIGURE 54 – Orthotectonite (gabbro étiré); affleurement à 1,5 km au NE du lac Romaine.

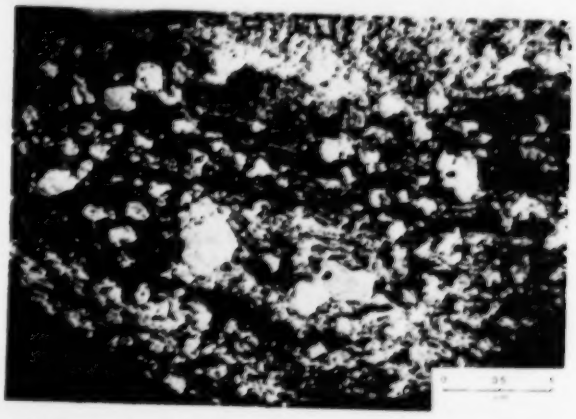


FIGURE 55 – Orthotectonite dans un gneiss quartzeux; échantillon prélevé sur la route du lac Garner (feuille « Lac des Piliers »).

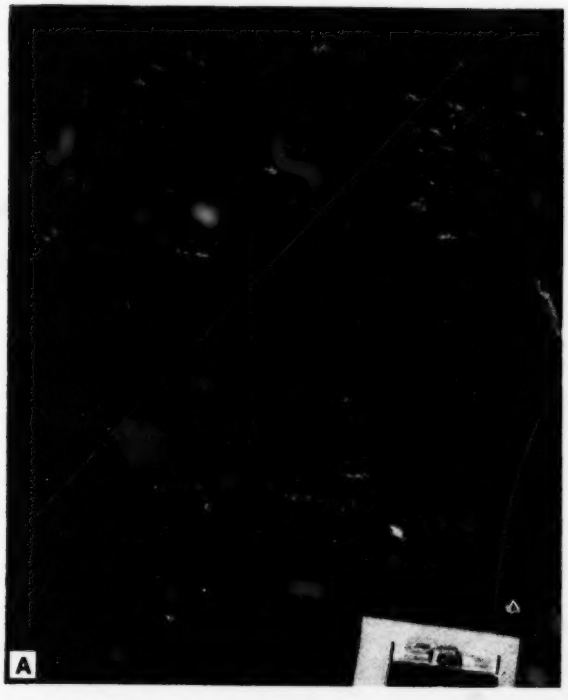
FIGURE 56 – Diabase en partie tectonisée avec étirement dextre des minéraux (feuille « lac des Piliers »).

pâte aphanitique, habituellement de teinte noire, est une substance biréfringente, cryptocristalline, contenant des débris de cristaux primaires (figure 58). Un échantillon, récolté à 3 km au sud des Escoumins, montre au moins trois types de recristalisation dont des quartz en cristaux très fins (figure 59).

Le pendage de ces plans de déformation est habituellement faible, tantôt vers l'est et tantôt vers l'ouest, ce qui suggère une période de déformation assez longue. Les stries sont sensiblement E-W.

L'affleurement le plus près de Forestville, au sud de la rivière de Sault-aux-Cochons, semble correspondre à un amincissement des couches. En effet, entre le quartzite de la base du Saint-Paul-du-Nord et les amphibolites de la formation de Moulin à Baude, il n'y a que 8 m dont une zone de plus d'un mètre de prototectonite au milieu de leptynite. La composition chimique de la prototectonite (μd) est assez semblable de celle des leptynites (11, tableau 9). Cependant cette transformation ne s'est pas faite sans changement minéralogique et on lui attribue la rétromorphose qui affecte la région.

Au Labrador, une telle déformation ductile est attribuée à l'événement grenvillien (Erdmer, 1984).



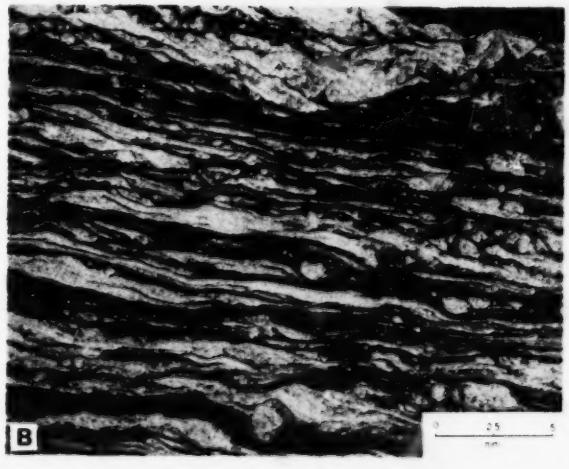


FIGURE 57 – Prototectonite le long de la ligne de transport d'énergie électrique, la plus orientale, à 2 km au sud de la rivière du Sault-aux-Cochons (feuille « Forestville »). A) aspect de la roche sur la surface d'érosion; B) photographie d'une plaque mince de la même roche. Lumière naturelle.

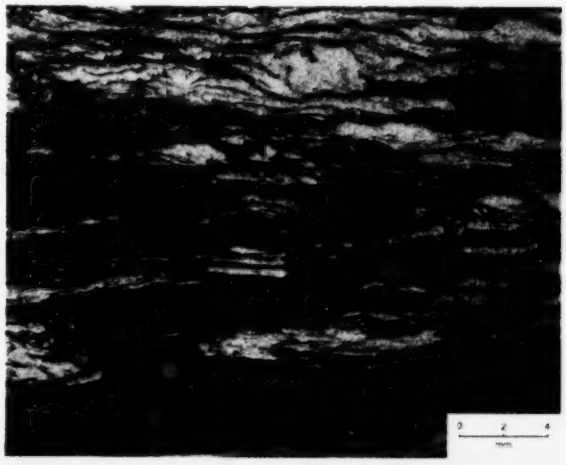


FIGURE 58 – Photomicrographie de prototectonite du même endroit, et à la même échelle que la figure 57, montrant une grande proportion de substance cryptocristalline. Lumière naturelle.

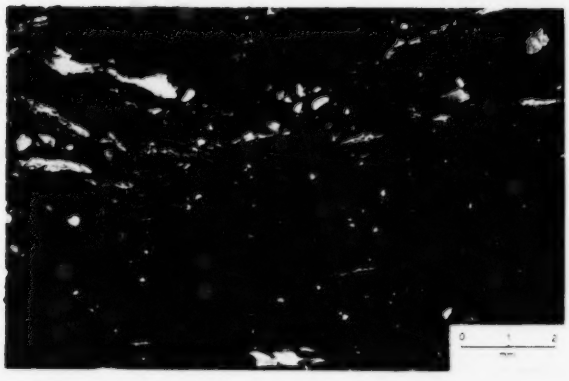


FIGURE 59 – Photomicrographie d'une prototectonite de l'anse aux Basques, à 3 km au sud des Escoumins. La substance noire au centre est colorée et biréfringente; en bas, elle est transparente; en haut, les alignements clairs sont du quartz très fin (nicols croisés).

Failles

Un grand nombre de failles affecte la région, la plupart sont sans doute reliées à la fin de l'orogénie grenvillienne et forment un réseau complexe qui affecte l'ensemble des roches précambriennes. Il est difficile d'apprécier quelles sont les directions privilégiées (celles qui apparaissent le mieux sur les images prises par satellite). Dans notre région, les failles ont été relevées par photostéréoscopie. Cependant, les failles les plus nettes (figure 60) sont souvent celles qui ont le rejet le plus faible.

Certaines failles sont soulignées par des brèches et des mylonites visibles en affleurements. On y remarque une fragmentation anguleuse des minéraux à divers degrés, jusqu'à la pulvérisation. Ce phénomène est accompagné d'altération des minéraux et de la formation de chlorite, calcite, épidote, etc. . . Un réseau de failles de direction NNW et WSW pourrait être relié à une tectonique plus récente puisque dans la brèche d'une de ces failles WSW, on trouve la carbonatite grise (7c) déjà signalée.

Les failles subparallèles au rivage semblent avoir un rejet plus important que les autres parce que les vallées

d'érosion sont plus larges et que les formations des épontes de part et d'autre ne coïncident pas (figure 61). Ces failles bordières sont récentes puisqu'on y observe des brèches avec géodes tapissées de fins cristaux de quartz. L'une d'elles, près du quai des Escoumins, possède même un remplissage de grès-quartzite paléozoïque, avec grains bien arrondis, soulignés par une pellicule de minéraux opaques conservés lors de la silicification. Elles sont, de toute façon, postérieures à la déformation ductile puisque certaines brèches contiennent des fragments d'orthotectonite dans un ciment carbonaté (à l'anse aux Basques). Ces failles datent soit du rift et de l'ouverture de l'océan Iapetus de la fin du Précambrien (700 Ma) (NNE), soit de l'effondrement par paliers qui a suivi l'arrivée des nappes appalachiennes à la fin de l'Ordovicien moyen (465 Ma) (NE).

FIGURE 60 – Faille de faible rejet et diaclases de direction NNW. Affleurements en amont des chutes du Faux Canal, le long de la rivière du Sault-aux-Cochons.

FIGURE 61 – Faille des Grandes Bergeronnes. Cette faille, visible à 2 km à l'ouest du lac Fond d'Aulne (Grandes Bergeronnes), traverse notre région en direction NNE en se ramifiant.

Quaternaire

Il n'y a pas de grosses épaisseurs de dépôts glaciaires dans la région; mentionnons cependant un recouvrement important dans la partie nord de la région, en particulier au NW, qui cache le substratum sur de grandes étendues. Les stries glaciaires ont des directions allant d'ESE à SSE. Dans la partie NE de la région, le retrait glaciaire se signale par de nombreuses cuvettes glaciaires dans les parties basses.

On a noté au début du rapport un certain nivellement vers 50 m d'altitude (figure 3). Cela est peut-être dû à l'effondrement côtier du Saint-Laurent, faisant pendant, dans le bassin d'Anticosti de ce côté du Saguenay, aux compartiments effondrés du bassin de Québec, à l'avant des nappes appalachiennes.

Il n'y a pas de moraine frontale nette dans la région; par contre, la limite entre les dépôts glaciaires et les dépôts marins est bien marquée et se situe vers 125 m d'altitude. Le tracé des lignes de transport d'énergie électrique suit sensiblement cette limite qui représente l'avancée maximum de la mer au moment de la dernière déglaciation.

Le nivellement de grandes étendues à cette altitude indique une stagnation et un retrait lent de la mer qui a laissé localement, comme en amont de l'embouchure de la rivière Portneuf, une grande épaisseur d'argile stratifiée. Il reste de nombreuses terrasses perchées dans les parties basses de la région. Elles sont presque partout limitées par des niches d'arrachement, dues aux glissements de terrain qui ont suivi le retrait de la mer. Quelques glissements côtiers sont plus récents. Plusieurs cordons littoraux et lignes de rivage marquent les étapes successives du retrait en fonction des courants. Après chaque nivellement, une génération de tourbières s'empare des vastes étendues aplanies.

À part la forêt, la seule richesse naturelle exploitée actuellement dans la région est la tourbe. Parmi la trentaine de tourbières de toutes tailles qui jalonnent la côte, deux exploitations étaient en activité au moment de notre passage. La plus ancienne se situe près des Escoumins (figure 62). Une deuxième a été ouverte récemment près du hameau de Petite-Romaine. Une estimation du tonnage des tourbières de la région, lequel ne tient pas compte des dépôts d'une surface inférieure à 40 hectares et de moins de 250 000 tonnes, est de 21 740 000 tonnes métriques de tourbe à 50% d'humidité (Châteauvert et Avramtchev, 1980).

Une petite carrière, le long d'une route secondaire à 6 km des Escoumins, sert à l'extraction de pierres de taille dans le granite de Bon-Désir.

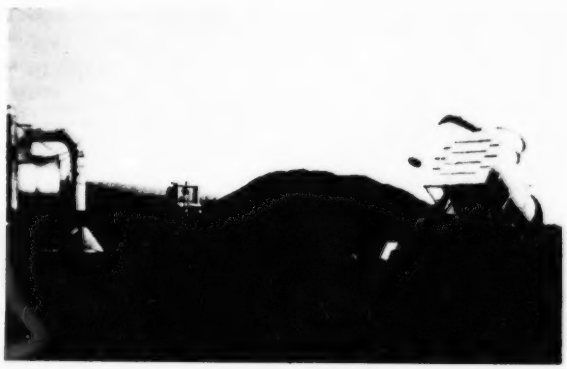


FIGURE 62 – Exploitation de la tourbière des Escoumins, à 3 km au SSW de cette ville.

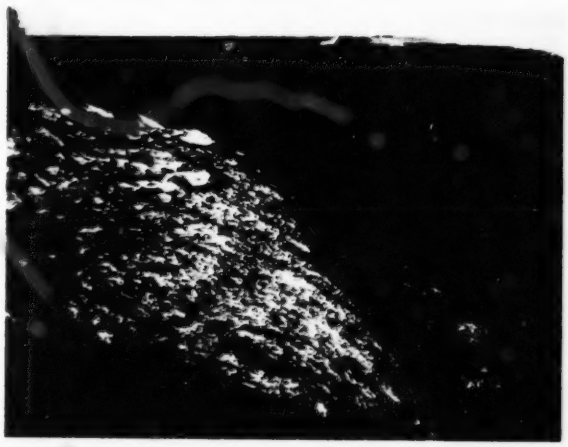


FIGURE 63 – Colline de pegmatite radioactive à 3 km au NNW de Saint-Paul-du-Nord. Vue vers l'est et Pointe-au-Boisvert.

Minéralisation

Plomb (Pb)

Faessler (1930) a signalé de la galène à l'anse à la Cave, sur le littoral, à 8 km au sud des Escoumins. On a retrouvé la veine au NE de ce site le long de la même faille (Rondot, 1979b, symbole Pb sur la carte). Elle est associée à de la fluorine dans des filons et filonnets de calcite accompagnant communément les fractures du Précambrien, le long de la côte depuis Baie-Saint-Paul (Guettard, 1752; Faessler, 1929). La galène et la fluorine sont très dispersées dans des filons n'excédant pas quelques dizaines de centimètres.

Uranium (U)

Soquem a entrepris des études sur deux des sites pegmatitiques si abondants dans la région (1978a, 1978b, 1978c, 1978d). L'un est situé non loin de la ligne de transport d'énergie électrique, à 3 km au NNW de Saint-Paul-du-Nord (figure 63). Les estimations semblent indiquer que cette pegmatite, de plus de 50 m d'épaisseur sur 250 m de longueur, n'atteint pas un seuil économique (les échantillon atteignant un maximum de 750 gr/t d'U_3O_8).

Le deuxième site de pegmatite étudié par Soquem se trouve au nord de la rivière Portneuf (figure 64), entre 6 et 11 km à l'WNW du village du même nom. Dans ces deux cas, la pegmatite est à la base de la formation du Moulin à Baude, non loin du contact du Saint-Paul-du-Nord. Dans ce deuxième site, plusieurs pegmatites sont dispersées sur 4 km au coeur du synclinal.

Au coeur d'un autre synclinal, mais dans les paragneiss du Port-aux-Quilles à 4 km au NNW des Escoumins, on a obtenu, localement, au scintillomètre une valeur mille fois supérieure à la moyenne du reste de l'affleurement. Il ne s'agit cependant que de quelques décimètres carrés de pegmatites riches en biotite dans un gneiss à biotite. Une analyse a donné 880 ppm de Th et 560 ppm de U.

Or, argent, cuivre (Au, Ag, Cu)

Waddington (1969) signale la présence de quelques grains de chalcopyrite dans le canton de Bergeronnes; un des sites est dans les fractures du granite de Bon Désir, l'autre dans une « diorite schisteuse » associée probablement à la formation de Moulin à Baude. Faessler (1931) signale de la bornite et de la chalcopyrite dans des roches semblables, à Saint-Paul-du-Nord.

Une analyse de brèche à sulfures aux cayes de Pointe du Petit lac Salé, au NE des Escoumins, a donné 255 gr/t de Cu, 90 gr/t de Zn, 290 gr/t de Pb et 45 gr/t d'Ag.

Des découvertes plus récentes signalaient la présence d'or et d'argent associés au cuivre dans les gneiss du Moulin à Baude, au nord de Grandes Bergeronnes; nous n'avons pas trouvé de nouveaux indices d'or dans la région de Forestville–Les Escoumins.

Recommandations

Cette cartographie des différentes unités stratigraphiques va permettre, avec des études géophysiques, de cerner pour la prospection des zones favorables à la minéralisation. Les amphibolites de la formation de Moulin à Baude, au voisinage desquelles se trouvent les sulfures, se repèrent en effet facilement sur les cartes aéromagnétiques. Cependant la cartographie devrait se poursuivre vers le nord où l'on retrouve des structures synclinales favorables. Enfin, une étude stratigraphique de détail, en particulier à Baie-des-Bacon, serait fort utile.

FIGURE 64 – Pegmatite dans le gneiss à biotite. Affleurement le long de la rivière Portneuf, en amont des chutes Philias.

Bibliographie

CHÂTEAUVERT, J.Y., AVRAMTCHEV, L. 1980. Inventaire des tourbières du Québec au 1er janvier 1979. Ministère de l'Énergie et Ressources, Québec, DPV-718.

ERDMER, 1984. Precambrian Geology of the Double mer – Lake Region, Labrador. Geological Survey of Canada, paper 84-18.

FAESSLER, C. 1929. Geological traverses in the counties of Montmorency and Charlevoix. In Report of Mining Operations in the Province of Quebec during the year 1928. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec, pp. 175-184.

————1930. Geological exploration on the North Shore, Tadoussac to Escoumins. In Annual Report of the Quebec Bureau of Mines for 1929. Ministère des Richesses naturelles du Québec, Québec.

————1931. Exploration géologique de la côte Nord, Escoumins à Forestville. Service des Mines, Québec; rapport, 1930-B.

FRANCONI, A., SHARMA, K.N.M. ET LAURIN, A.F. 1975. Région des rivières Betsiamites et Moisie. Ministère des Richesses naturelles, Québec, rapport géologique RG-162.

GUETTARD, A. 1752. Mémoire dans lequel on compare le Canada à la Suisse. Académie Royale de Paris.

GODSBORD, E.N., THASK, P.D., FOSOL, R.D., ROVE, O.N., SINGEWALD, J.T. AND OVERLECK, R.M. 1968. Rock-Color chart. Geological Society of America, USA.

KHEDR, E.S. 1984. Sedimentological evolution of the Red Sea continental margin of Egypt and its relationships to sea-level changes. Sedimentary geology, 39, pp. 71-86.

RONDOT, J. et MARLEAU, R. 1977. La Silice de Charlevoix. CIM Bulletin 70, pp. 105-115.

RONDOT, J. 1978a. Stratigraphie et métamorphisme de la région du Saint-Maurice, In Metamorphism of the Canadian Shield, Ministère Énergie, Mines et Ressources, Ottawa, paper 78-10, pp. 329-352.

————1978b. Région du Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV-594, 125 p.

————1979a. Reconnaissances géologiques dans Charlevoix-Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV-682.

————1979b. Région de Forestville-Escoumins. In Travaux sur le terrain 1979. Ministère des Richesses naturelles, Québec.

————1983. Carte géologique du Bas-Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 83-16.

RONDOT, J. 1984. Région de Forestville–Les Escoumins. In Travaux sur le terrain 1984. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-17, pp. 65-66.

RONDOT, J. et LAVERGNE, G. 1984. Carte géologique de la région de Forestville–Les Escoumins. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-54.

Géologie dans: RONDOT, J. et MARLEAU, R. 1984a. Quartzites purs du Quebecia. In: The Geology of Industrial Minerals in Canada, Guillet, G.R. et Martin, W. eds. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special volume 29, pp. 81-87.

SOQUEM, 1978a. Rapport des travaux d'exploration (été 1977). Projet Manic 22-2013, anomalie C11R4, avril 1978 (Léonard, M.A.). Ministère des Richesses naturelles, Québec, GM-33779.

————1978b. Rapport de la campagne de forage. Projet Manic 22-3113, mai 1978 (McCann, A.J.). Ministère des Richesses naturelles, Québec, GM-34528.

————1978c. Rapport été 1977. Projet Manic 22-2023, Anomalie C11R10, (Léonard M.A.). Ministère des Richesses Naturelles, Québec; GM-33780.

————1978d. Campagne de forage. Projet Manic 22-2023, Anomalie C11R10, (Gauthier, A.). Ministère des Richesses naturelles, Québec, GM-34527.

WADDINGTON, G.W. 1969. Le cuivre au Québec. Ministère des Richesses naturelles, E-S 4, pp. 36.

WISE, D.V., DUNN, D.E., ENGELDER, T., GEISER, P.A., HATCHER, R.D., KISH, S.A., LODOM, A. and SHAMEL, S. 1984. Fault related rocks: suggestions for terminology. Geology, 12, pp. 391-394.

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES